

Exkursion 6: Trias und Jura von Göttingen und Umgebung

Gernot Arp¹, Veit-Enno Hoffmann¹, Stephan Seppelt² & Walter Riegel¹

¹*Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen, Abt. Geobiologie, Goldschmidt-Str. 3, 37077 Göttingen, Germany, garp@gwdg.de, Veit.Hoffmann@geo.uni-goettingen.de, & wriegel@gwdg.de*

²*Himmelsthürer Str. 5, 31137 Hildesheim*

Einleitung

Die Exkursion stellt repräsentative Aufschlüsse triassischer und jurassischer Sedimente aus der direkten Umgebung von Göttingen vor. Dabei werden deren stratigraphische Stellung, Ablagerungsmilieu und Fossilgemeinschaften diskutiert. Zunächst werden Aufschlüsse auf der östlichen Schulter des Leinetalgrabens (Muschelkalk-Plateau des Göttinger Waldes), danach auch im Leinetalgraben selbst (Keuper, Schwarzhura) besucht (Abb. 1). Hinreichend gute Aufschlußbedingungen sind vor allem in Tongruben (Röt, Mittlerer Keuper, Schwarzhura) und Steinbrüchen (Unterer Muschelkalk) gegeben.

Geologische Übersicht

Der tiefere Untergrund der Region um Göttingen wird vom variszisch gefalteten Grundgebirge gebildet, bestehend aus Grauwacken unbekannten Alters (Abb. 2; Bohrung Dransfeld 1: vermutlich Oberdevon/Unterkarbon; Müller et al. 1961, Ashry 1964) und karbonischen Grauwacken und Tonschiefern (Bohrung Northheim 1: Visé und Namur; Fabian 1957). Diese Bohrungen belegen, daß das Grundgebirge unter Göttingen eine kontinuierliche Verbindung zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge darstellt. Noch im Verlauf des Oberkarbon/Unterpenn wurde das variszische Gebirge weitgehend eingeebnet. Heute befindet sich die Rumpfoberfläche in 1,5 bis 1,8 km Tiefe unter der heutigen Geländeoberfläche.

Mit dem Stephan setzt eine tiefgreifende Änderung der tektonischen Grundmuster in Europa ein: Gondwana schob sich nach Bildung der Varisziden nun nicht mehr gegen Norden, sondern wechselte zu einer nach Westen gerichteten Drift über. Als Folge dessen setzen E-W-gerichtete Dehnungsbewegungen in Europa ein, welche sich in der Bildung zahlreicher Graben- und Halbgrabensysteme ("Pull-apart-Becken") und begleitendem bimodalen Vulkanismus manifestierten (z. B. Eckhardt 1979, Paul 1999). Neben den alten WNW-ESE-gerichteten Störungssystemen ("subäquatorial-herzynisch") bilden sich nun auch neue SSW-NNE-gerichtete Brüche ("submeridional"). Als letzte Ausläufer eines dieser Grabensysteme („Hannover-Rift“) wurden in den Bohrungen Northheim 1 und Reinhardswald 1 (Fabian 1957, Hedemann 1957) bis 20 m schlecht sortierte Wadi-Sedimente der **Rot-**

liegend-Gruppe (Fanglomerate, mittel- bis grobkörnige Arkosen) angetroffen, welche zum südlichen Ausläufer einer kontinentalen Wüstenebene gehören (Gast 1991). Die direkte Umgebung von Göttingen blieb dagegen Abtragungsbereich (Abb. 2). Anschließend tektonische Beruhigung, Abkühlung und thermischer Kollaps führten schließlich zu einer sich immer mehr ausgeweiteten regionalen Absenkung, der Bildung des Germanische Beckens (Ziegler 1990).

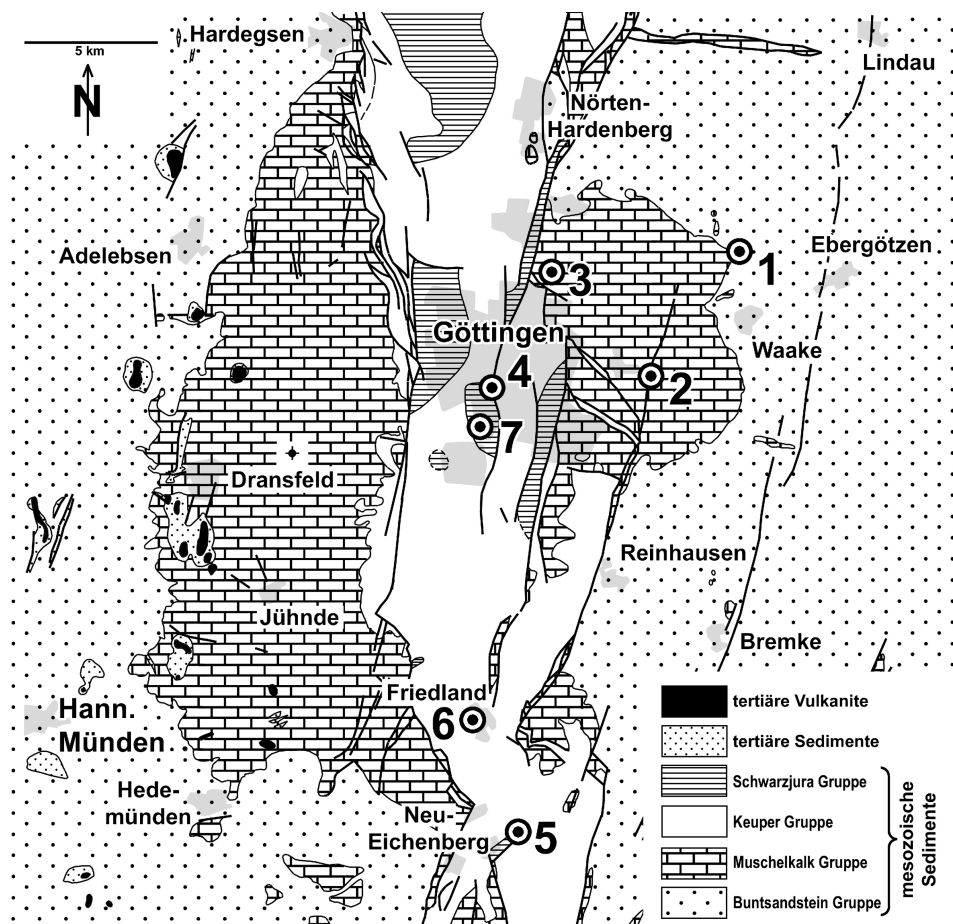
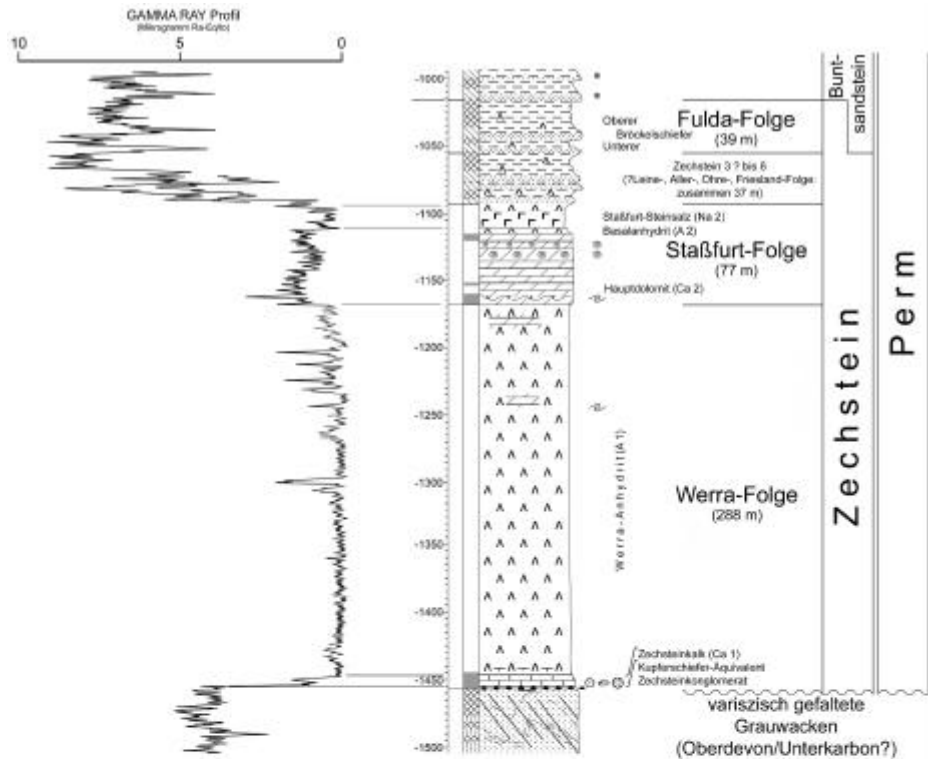


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte von Göttingen und Umgebung mit Lage der Exkursionspunkte 1 bis 7 und der Bohrung Dransfeld 1. Quartär abgedeckt [nach Stille & Lotze (1933); Schwarzjura-Vorkommen ergänzt nach Ritzkowski (1990) und Grüger et al. (1994)].

?

Abb. 2 Lithostratigraphische Übersicht der Schichtenfolge vom variszischen Grundgebirge bis zum Zechstein auf Grundlage von Gamma-Ray-Log und Schichtenverzeichnis der Erdölaufschlußbohrung Dransfeld 1 (Müller et al. 1961).



Legende

Gesteinsfarben

	violett
	rotbraun (gegrünt bis violettrotbraun)
	braun (gelbbraun bis graubraun)
	gelbgrau
	grüngrau
	dunkelgrau
	grau (weißgrau bis mittelgrau)

Lithologie

	Residualbrekzie
	Steinsalz
	Anhydrit
	Gipsstein
	Dolomitstein
	Kalkstein

Lithologie

	Wellenkalk
	Wellenkalk, tonig
	Kalkmergel
	Tonstein / Mergelstein, schichtungslos
	Tonstein / Mergelstein, geschichtet
	Tonstein / Mergelstein, laminiert
	Schwarzschiefer, bituminös
	Tonstein, siltig-sandig
	Siltstein
	Feinsandstein
	Mittelsandstein
	Grob sandstein
	Konglomerat / Geröllhorizont

Sedimentstrukturen und Fossilien

	Konkretionen		Gastropoden
	Residualhorizont		Bivalven
	Steinsalzkrystallmarken		Ammoniten
	Onkoide		Echinodermen
	Ooide		Fischschuppen
	Gerölle, Intraklasten		Knochenreste
	Gleittaltung (slumping)		
	Sigmoidalklüftung		
	planare Schrägschichtung (2 D)		
	trögförmige Schrägschichtung (3 D)		
	Rippelmarken		
	Hartgrund		
	Trockenrisse		
	Pseudoantiklinen		
	Peloturbationshamische		
	Wurzelspuren		
	Spurenfossilien		
	Stromatolithen		
	kohlige Pflanzenhäcksels		
	Pflanzenreste		
	Palynomorpha		
	Korallen		
	Brachiopoden		
	Ostrakoden		
	Estherien		

Erste marine Sedimente des Deckgebirges gehören der **Zechstein-Gruppe** an. Sie spiegeln eine Transgression von Norden über eine enge Meeresstraße zwischen Shetland-Plattform und Skandinavien in das Germanische Becken wider (Ziegler 1990). Möglicherweise bestand auch zeitweise eine zweite Meeresverbindung im Bereich der heutigen Ostkarpaten zum südlich gelegenen Tethys-Ozean (Peryt & Peryt 1977, Ziegler 1990). Im Bereich von Göttingen ist die Zechsteingruppe mit 365 bis 890 m Mächtigkeit (Fabian 1957, Müller et al. 1961) die mächtigste Salinarfolge, wobei bis zu vier marin-evaporitische Zyklen entwickelt sind (Z 1 bis Z 4: Werra-, Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge). Abgebaut wurde das Staßfurt-Kaliflöz 1915 bis 1938 und 1950 bis 1968 im Bergwerk Königshall-Hindenburg 5 km NNE' von Göttingen, wo auch die Leine- und Aller-Salinarfolgen erschlossen waren (Storck 1954, Hentschel 1961, Simon 1967). Die 6 km östlich von Göttingen gelegene Bohrung Dransfeld 1 durchteufte dagegen eine ungewöhnlich mächtige Werra-Folge ("Anhydritwall"; vgl. Richter-Bernburg 1985) und eine reduzierte Staßfurt-Folge, wohingegen die Leine-Folge offenbar nicht entwickelt ist und die Aller-Folge bereits in siliziklastischer Randfazies vorliegt (Abb. 2). Die jüngeren Zyklen Ohre und Friesland sind sowohl in Königshall-Hindenburg wie auch in der Bohrung Dransfeld 1 in siliziklastischer Randfazies ausgebildet und können von der Buntsandstein-Gruppe nur zyклоstratigraphisch mit Hilfe von Gammy-Ray-Logs abgetrennt werden (Abb. 2). Als regional wichtiges tektonisches Element macht sich während der Zechstein-Zeit die SSW–NNO verlaufende Eichsfeldschwelle zum ersten Mal bemerkbar (Paul 1993).

Die **Buntsandstein-Gruppe**, 645 bis 975 m mächtig (Abb. 3; Müller et al. 1961, Herrmann & Hofrichter 1963, Wycisk 1984), setzt nach traditioneller Grenzziehung zunächst mit Gips- und Dolomitknollen-führenden Ton- und Siltsteinen („Bröckelschiefer“) einer Küsten-Sabkha ein (Abb. 3). Die Regression bei anhaltender Subsidenz führte anschließend zu mächtigen, vielfach zyklisch aufgebauten Sand-, Silt- und Tonstein-Ablagerungen von verflochtenen bis mäandrierenden fluviatilen Systemen, welche in einen zentralen Playasee mündeten (Paul 1982, 1999; Olsen 1988). Die chronostratigraphische Perm–Trias-Grenze ist dabei innerhalb des Unteren Buntsandsteins gelegen (Abb. 3). Äolische Sandsteine sind nur untergeordnet innerhalb des Mittleren Buntsandsteins entwickelt (Detfurth-Formation; Wycisk 1984). Der Mittlere Buntsandstein (Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation) zeigt zudem mehrere Diskordanzen und deutliche regionale Mächtigkeitsunterschiede (Weser-Trog im Westen, Eichsfeld-Schwelle im Osten), welche auf synsedimentäre Bewegungen zurückgehen ("alt-kimmerische Phasen"; Herrmann & Hofrichter 1963, Paul 1993). Die ausgeprägte Unten-grob-oben-fein-Zyklizität dieser Formationen wird auf tektonische Pulse (insbesondere V- und H-Diskordanz; Abb. 3) wie auch auf klimatische Fluktuationen zurückgeführt (Paul 1998). Milankovitch-gesteuerte Verschiebungen des Monsoon-Gürtels der Buntsandstein-Zeit werden als mögliche Ursache von 10–30 m mächtigen Zyklen innerhalb der Formationen diskutiert (Paul 1998).

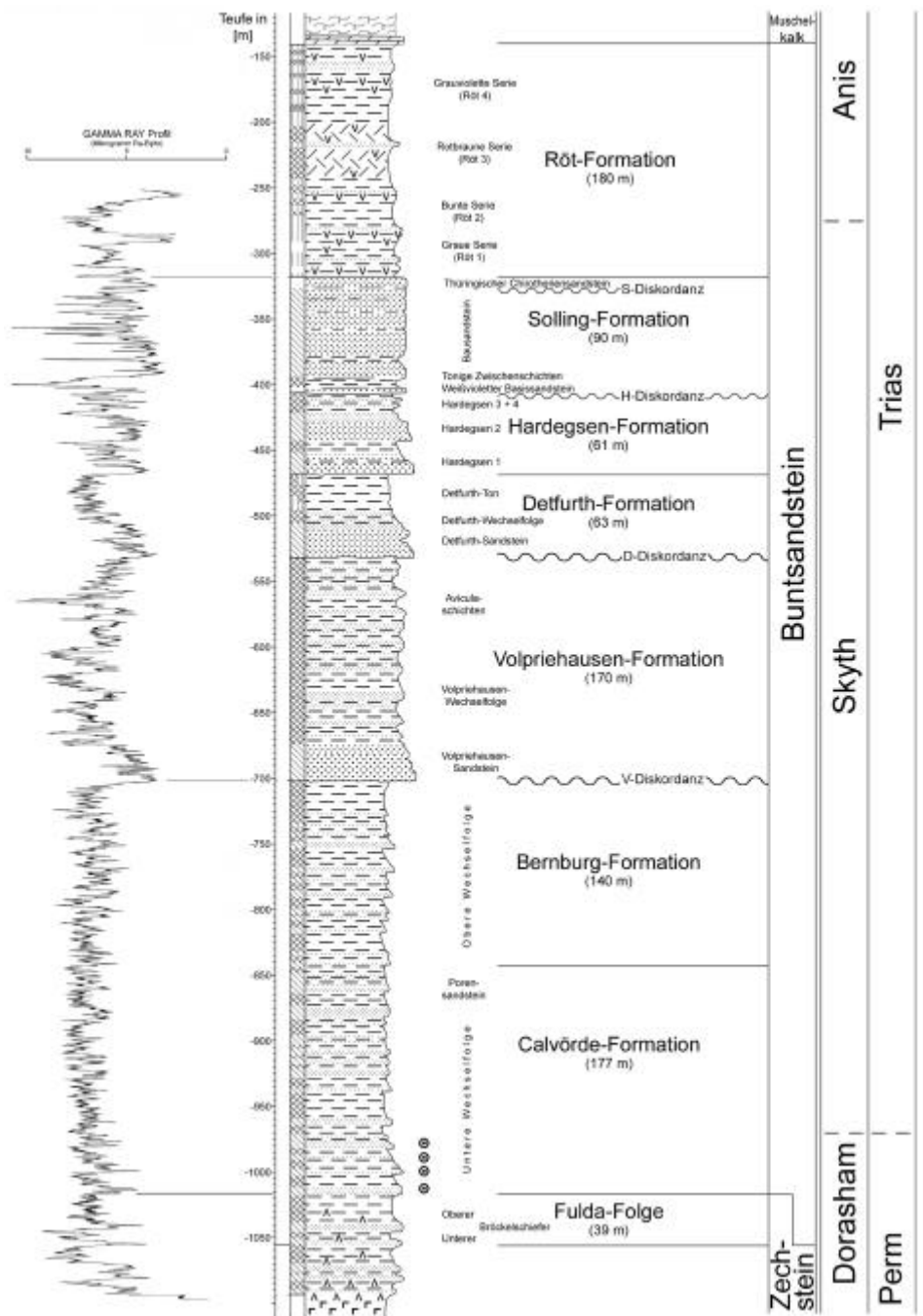


Abb. 3 Lithostratigraphische Übersicht Buntsandstein (Bohrung Dransfeld; Müller et al. 1961). Revidierte Grenzziehung Zechstein 6 – Bröckelschiefer in Analogie zu Brüning (1986) und Käding (1978, 2000) [Legende s. Abb. 2].

Paläontologisch bedeutsam sind Funde aus der Solling-Formation des Reinhäuser Waldes südöstlich von Göttingen. Hier konnten aus grünlichgrauen fluvio-lakustrinen Tonsteinlinsen (Altwasserarme und Überflutungstümpel) der Bausandstein-Brüche Limuliden und eine reiche Makroflora geborgen werden (Lange 1922, Schlüter & Schmidt 1927, Schmidt 1928, Meischner 1962). Aus dem vorletzten Jahrhundert stammt der Fund eines außergewöhnlichen Archosauriers mit langen Rückenwirbelfortsätzen (v. Huene 1902, Krebs 1969). Fährtenplatten von Therapsiden und Archosauriern sind von Bad Karlshafen (Hornstein 1876, Haubold 1971) und der Krebecker Ziegeleigrube bekannt geworden (Krämer & Kunz 1964, 1966).

Abgeschlossen wird der Buntsandstein von der Salinarfolge der Röt-Formation, bestehend aus grauen bis rotbunten Tonsteinen mit Halit- und Gipseinschaltungen (Hinze 1967). Sie spiegeln eine einsetzende Meerestransgression aus östlicher Richtung wider. Bemerkenswert sind der fossilführende Röt-Oolith als kurzfristige marine Einschaltung (v. Koenen 1894, 1907; Beer 1977) sowie die massigen rotbraunen Äolianite des Röt 3 (*Aufschluß 1*: Tonbruch Hölle; Paul 1999, 2002). Ab dem obersten Röt sind nun verstärkt marine Einflüsse im Göttinger Raum bemerkbar (Paul & Franke 1977).

Die **Muschelkalk-Gruppe**, 210 bis 225 m mächtig (Abb. 4; Dünkel & Vath 1990), spiegelt die nun vollständige marine Überflutung des Gebietes wider. Zunächst kam wie andernorts eine mächtige Wellenkalk-Abfolge des Unteren Muschelkalkes (Jena-Formation) zur Ablagerung, welche in zahlreichen Steinbrüchen erschlossen ist. Die Kleinwüchsigkeit und Artenarmut der Wellenkalk-Fauna wird allgemein auf eine eingeschränkte Wasserzirkulation mit herabgesetzten Sauerstoffgehalten und schwach erhöhten Salinitäten zurückgeführt. Gradierte Schillbänke können als Resultat von Sturmereignissen interpretiert werden (Tempestite). Dagegen verursachten offenbar umfangreichere Zirkulationsereignisse die Bildung der eingeschalteten peloidalen, oolithischen und bioklastischen Leitbänke (Bereiche der Oolithbänke, Terebratelbänke und Schaumkalkbänke). Diese Zirkulationsereignisse wurden vermutlich durch kurzzeitige Meeresspiegelschwankungen mit Teilzerstörung oolithischer Kalksandbarren im Raum Berlin-Brandenburg ausgelöst (Lukas 1991). Im Umfeld von Göttingen beinhaltet der sonst als eher monoton geltende Untere Muschelkalk Verschüttungshorizonte mit einer exzellent erhaltenen Echinodermenfauna (*Aufschluß 2*: Forststeinbruch Herberhausen; Ernst & Löffler 1993, Bielert & Bielert 1995, Blake & Hagdorn 2003, Seppelt 2004).

Weiter eingeschränkte Zirkulation und Abtrennung vom offen-marinen Raum führten auch im Göttinger Raum zu zwei Gips- und Steinsalz-führenden Salinarzyklen im Mittleren Muschelkalk (Karlstadt-, Heilbronn- und Diemel-Formation). Eine Vertebratenfauna mit Resten von Nothosauriern, Haifischen, Quastenflossern und vollständigen Strahlenflossern konnte aus den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalkes vom Grebenberg bei Göttingen geborgen werden (Schultze & Möller 1986).

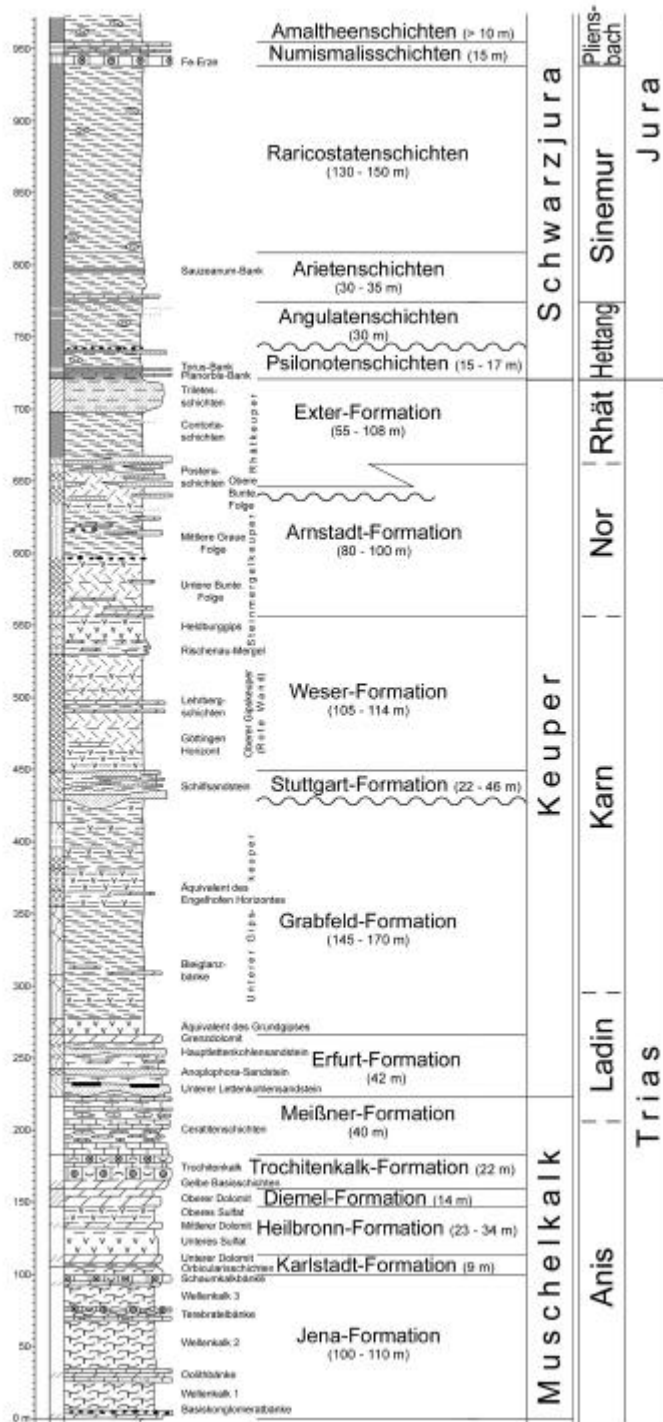


Abb. 4 Lithostratigraphische Übersicht Muschelkalk, Keuper und Schwarzhjura (zusammengestellt aus Oberflächenaufschlüssen und Bohrungen (Dünkel & Vath 1990, Ritzkowski 1990, Wüstemann 1991, Rettberg 1991, Vath im Druck) [Legende s. Abb. 2]).

Offenmarine Verhältnisse sind dann wieder für den Oberen Muschelkalk mit seinen teilweise oolithischen Schillkalken (Trochitenkalk-Formation) und Tempestit-dominierten Kalk-Mergel-Wechselfolgen (Ceratitenschichten: Meißner-Formation) verwirklicht. Die verfallenen Trochitenkalk-Steinbrüche am Hainberg oberhalb von Göttingen waren für ihre fossilen Seelilienkelche bereits im 18. Jahrhundert bekannt (Rosinus 1719, Sammlung Blumenbach). Eine Rarität ist der Fund eines vollständigen Quastenflossers vom Hainberg (*Hainbergia granulata*, Schweizer 1966). Zahllose Ceratiten sind aus den ebenso verfallenen Steinbrüchen bei Diemarden in der Göttinger Sammlung aufbewahrt (Sammlung Mascke), wobei das Profil selbst nur unzureichend dokumentiert ist. Bestens untersucht wurde dagegen die Ceratiten-Abfolge beim Neubau der ICE-Eisenbahntrasse bei Jühnde (Ulrichs & Vath 1990): 31 horizontiert entnommene Ceratiten-Arten und -Unterarten belegen hier eine vollständige Abfolge aller Ceratiten-Zonen, von der *atarus*-Zone im Trochitenkalk bis zur *semipartitus*-Zone am Top des Oberen Muschelkalkes (Ulrichs & Vath 1990).

Die **Keuper-Gruppe**, 460 bis 500 m mächtig (Abb. 4; Vath im Druck), war im Gebiet von Göttingen bisher verhältnismäßig schlecht untersucht, nicht zuletzt aufgrund der mangelhaften Aufschlußverhältnisse. Eine aktuelle Übersicht zur lithostratigraphischen Abfolge, basierend auf zahlreichen Bohrungen und Oberflächenaufschlüssen, ist bei Vath (im Druck) nachzulesen.

Der Untere Keuper (Erfurt-Formation) liegt in Form einer Wechselfolge von fluviatil-deltaischen Feinsandsteinen, brackisch-limnischen Kalkmergeln mit dezimeterdünnen Lettenkohlen und randmarin-evaporitischen rotbunten Tonsteinen mit Dolomitsteinen vor (*Aufschluß 3*: Forstweg Springberg). Letzte Schillkalkbänke sind als randmarin-lagunäre Tempestite anzusehen. Mit dem Unteren Gipskeuper (Grabfeld-Formation) folgt eine weitere Salinarfolge im mesozoischen Deckgebirge von Göttingen: Diese wird von einer rotbunten Tonsteinfolge mit zahlreichen Gipslagen und -knollen eines Playa/Playasee-Systems gebildet. Möglicherweise kamen auch primär Steinsalze zur Ablagerung. Einzelne Dolomitsteinbänke (u. a. „Bleiglanzbanke“) werden mit marinen Ingressionen korreliert. Erosiv in den liegenden Unteren Gipskeuper eingeschnitten folgt der oberflächlich kaum aufgeschlossene Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) mit glimmerführenden Silt- und Feinsandsteinen, ähnlich denen des Lettenkohlenkeupers. Beide, Lettenkohlenkeuper und Schilfsandstein, gehen auf ausgedehnte Flußrinnensysteme zurück, welche vom Baltischen Schild geschüttet wurden ("nordischer Keuper") und sich während eustatischer Meeresspiegeltiefstände in die jeweils liegenden Formationen eingeschnitten haben.

Mit dem Oberen Gipskeuper (Weser-Formation) kamen wiederum rotbunte Tonsteine mit zahlreichen Residualhorizonten eines Playa/Playasee-Systems zur Ablagerung. Markant sind insbesondere die in die „Rote Wand“ eingeschalteten, fossilführenden, teils oolithische Dolomitsteine der „Lehrbergseen“ (Seegis 1997; *Aufschluß 6*: Tongrube Friedland). Länger anhaltende, zyklisch aufgebaute lakustrine Phasen sind auch im nachfolgenden Steinmergelkeuper (Arnstadt-

Formation) entwickelt. Die rotbunten bis grauen Tonsteine beinhalten neben Dolomitsteinbänken und letzten Residuallagen auch Stromatolithen sowie einzelne Fossilanreicherungen (Bivalven, Estherien, Fischschuppen, Lungenfischzähne, Phytosaurierreste u. a.). Nach einem Übergangsbereich mit Bonebeds und rotbunten Ton-, Silt- und Sandsteinen terrestrisch-fluviatiler Überschwemmungsebenen (*Aufschluß 5*: Tongrube Hottenrode) folgt der Rhätkeuper (Exter-Formation) mit zunächst fluviatil-deltaischen, Bonebed-führenden Quarziten. Aus diesem Bereich stammen auch mehrere Wirbel, Schulterblatt- und Extremitäten-Reste von Plateosauriern, geborgen 1885 am Kreuzberg in Göttingen (v. Koenen 1894, 1907; Huene 1907-1908). Marine, schwarzgraue Tonsteine mit Bivalven herrschen dann im mittleren Teil des Rhätkeupers (Contortaschichten) vor, während glimmerreich Feinsandsteine des marin-deltaischen oberen Rhätkeupers (Trileteschichten) den regressiven Abschluß der Trias bilden.

Synsedimentäre tektonische Bewegungen während der Keuper-Zeit, die für den norddeutschen Teilbereich des Germanischen Beckens belegt sind (Beutler et al. 1999a), sind auch für den Göttinger Raum wahrscheinlich. Dies gilt insbesondere für die Zeit der Weser- und Arnstadt-Formation, welche deutlich Mächtigkeitsunterschiede zwischen Leinetal und Nachbargebieten (Beutler et al. 1999b, Vath im Druck) aufweisen.

Die **Schwarzjura-Gruppe**, von der noch mehr als 225 m Mächtigkeit erhalten sind (Abb. 4; Ritzkowski 1990, Rettberg 1991), besteht aus einer Abfolge vollmariner dunkelgrauer schiefriger Tone mit zahlreichen Konkretionslagen und wenigen Kalkbänken (Planorbis-Bank, Torus-Bank, Bänke in den Numismalischichten). Im tieferen Teil der Pylonotenschichten sowie im höheren Teil der Arietenschichten finden sich auch bituminöse Einschaltungen („Ölschiefer“). Oolithische Eisenerze der Numismalischichten wurden ehemals im Tagebau Marie-Caroline abgebaut (Bottke 1969). Die jüngsten erhaltenen Schwarzjura-Ablagerungen in Göttingen gehören den Amaltheenschichten an (Stille 1932). Insgesamt ist der Schwarzjura des Göttinger Raumes als eher fossilarm zu bezeichnen, insbesondere im Vergleich zum süddeutschen Schwarzjura. Ausnahmen bilden hier nur einzelne Kondensationshorizonte (*Aufschluß 5*: Tongrube Hottenrode; Arp et al. 2000). Bemerkenswert sind auch Funde vollständig erhaltener Holothurien aus den Tonsteinen der Angulatenschichten der Rosdorfer Tongruben (Wüstemann 1991, Haude 2004).

Die Sedimentation setzte sich wahrscheinlich noch bis in den Mitteljura fort, ist aber nicht mehr überliefert. In die nachfolgende Oberjura- und Kreide-Zeit fällt die Entwicklung der heute sichtbaren tektonischen Strukturen, insbesondere die **Entstehung des Leinetalgrabens**. Die zeitliche Entwicklung kann dabei nur über Analogieschlüsse aus den Nachbarregionen (z. B. Ohmgebirgsgraben, Harz-Westrand) und der Verbreitung tertiärer Sedimente im Umfeld des Leinetalgrabens abgeleitet werden (Wunderlich 1957, Hinze & Jordan 1981, Ritzkowski 1999). Nach derzeitigem Kenntnisstand fanden ab dem Oberjura, vor allem aber während der Kreide-Zeit Extensionsbewegungen statt, welche weiter nordwestlich im

Niedersächsischen Becken mit einer Krustenausdünnung und Intrusionen (Bramsche, Vlotho) verbunden waren (Ziegler 1990). Während dieser Zeit lag Göttingen bereits auf dem Festland. Einzig während des eustatischen Meeresspiegelaufstieges des Cenoman–Turon ist auch hier eine marine Überflutung anzunehmen, was durch reliktsche, Inoceramen-führende Sandsteingerölle 13 km südöstlich von Göttingen belegt scheint (Murawski 1953). In der ausgehenden Kreidezeit kam es schließlich zu einer kurzen kompressiven Phase, welche in Deutschland zu weitverbreiteten Inversionsstrukturen führte (Ziegler 1990). Eine partielle Inversion dürfte auch auf den Leinetalgraben zutreffen, zumal das Grabeninnere gewölbt erscheint und die jüngsten überlieferten mesozoischen Sedimente (Schwarzjura) am östlichen Grabenrand in beidseitig von Störungen begrenzten Randschuppen erhalten sind (Abb. 1). Verkompliziert wird das Bild allerdings durch halotektonische Bewegungen und eine ausgeprägte Stockwerkstektonik, resultierend aus dem Wechsel von kompetenten Schichteinheiten (Solling-Bausandstein, Wellenkalk und Trochitenkalk) und leicht deformierbaren Schichteinheiten mit Salinarhorizonten (Zechstein, Röt, Mittlerer Muschelkalk, Keuper). Kontrovers diskutiert wird vor allem der Ursprung allochthoner Schollen (z. B. Grebenberg; Schröder 1977, Franke et al. 1977, Jordan 1984) und die Entstehung fiederartig angeordneter Spezialgräben auf der östlichen Grabenschulter (Herberhäuser Graben, Kleperspalte; Stille 1932). So lagern z. B. isolierte Schollen des Muschelkalkes flach auf Salinarfolgen des Röts oder Keupers (Schott 1930). Auch sind die Ränder der fiederartig angeordneten Spezialgräben aufgeschleppt, wobei die Grabenfüllung aus Keuper-Material im Niveau des umgebenden Mittleren Muschelkalk-Salinars zu liegen kommen. Inwieweit hier lateral intrudierte Salzzungen Gesteinsschollen verschleppten (Grüger et al. 1994), so wie dies z. B. im Bereich der Elfas-Achse 45 km NNW von Göttingen nachgewiesen ist (Herrmann et al. 1967), oder Inversionsbewegungen eine Kompression auch in den Spezialgräben verursachte, ist derzeit aufgrund mangelnder Aufschlußverhältnisse nicht zu klären. Gesichert ist, daß die Grabenbildung vor Bildung der paläozänen–eozänen Rumpffläche abgeschlossen war (Ritzkowski 1999). Jüngere Sedimente liegen in Form eozäner Tone, oligozäner mariner Sande und miozäner brackisch-lagunärer bis terrestrischer Klastika mit Braunkohlen vor, und zwar auf Muschelkalk und Buntsandstein der westlichen Grabenschulter (Dransfelder Hochfläche; Schüssler 1989, Ritzkowski 1999). Die oligozänen marinen Sande belegen zudem, daß die Region vor 28 Millionen Jahren noch im Bereich des Meeresspiegels lag und eine Hebung auf die heutige Höhenlage (bis 370 m ü. NN) später, d. h. im Miozän bis Pliozän, stattfand (Murawski 1956). Miozänen Alters ist auch der **Vulkanismus der Dransfelder Hochfläche** (z. B. Hoher Hagen; Wunderlich 1968; Wedepohl 1968, 1978), deren Alkali-Olivin-Basalte die oben genannten tertiären Sedimente vor der vollständigen Abtragung schützten. Die Ursache dieses Intraplatten-Vulkanismus, welcher in den Beginn der großräumigen Hebung auf heutige Höhenlagen fällt, ist in einer lithosphärischen Extension mit einem schwachen Mantel-Diapirismus unter Zentraleuropa zu suchen (Wedepohl 1987, Jung & Hörnes 2000). Der Vulkanismus der Dransfelder Hochfläche, als nörd-

licher Ausläufer des Rift-Vulkanismus der hessischen Senke (Wedepohl 1987), könnte dabei durch Blattverschiebungen in der oberen Erdkruste und passiven Asthenosphären-Aufstieg bedingt gewesen sein (Jung & Hörnes 2000). Ein Zusammenhang mit dem mesozoischen Leinetalgraben ist in jedem Falle auszuschließen (Ritzkowski 1999). Auch gibt es keine Hinweise auf eine Wiederbelebung der mesozoischen Störungssysteme im Leinetal-Gebiet.

Die morphologische Entwicklung der Landschaft, mit dem Herauspräparieren des Leinetalgrabens als Tal, ist vor allem als Resultat der pleistozänen Eiszeiten zu verstehen. Keine der drei bekannten nordischen Vergletscherungen erreichte den Göttinger Raum, so daß das Gebiet immer im Periglazialbereich verblieb. Hier sorgten Frostsprengung, Kryoturbation und Solifluktion im Zusammenspiel mit verstärktem fluviatilen Transport für ein Ausräumen der weichen Keuper- und Schwarzhura-Tone im Graben, während der widerstandsfähigere Muschelkalk und Buntsandstein an den Grabenschultern stehen blieben. Eine Verkomplizierung der Ablagerungsgeometrien ist durch **Subsolutions** bedingt (Jordan 1984, Grüger et al. 1994), welche vormals als „jüngste Tektonik“ mißverstanden wurde (z. B. Brinkmann 1932, Wunderlich 1955). Üblicherweise schneiden sich in tektonisch stabilen Mittelgebirgen Flüsse erosiv in den Untergrund ein. Dadurch bleiben älteste Flußschotterakkumulationen in Form von terrassenartigen Erosionsresten am höchsten über der Talebene liegen, während jüngere stufenartig versetzt tiefer folgen (vgl. Grüger et al. 1994: 171). Im Leinetalgraben verursachten dagegen die Lösungsprozesse lokal für ein Absinken des Untergrundes, so daß hier vielfach die Terrassen in ihren Höhenlagen verstellt wurden und ältere Terrassen vielfach auf gleicher Höhe mit jüngeren Terrassen, oder auch unter ihnen, liegen (Grüger et al. 1994). Tiefe Subsolutionsenken mit Quartärmächtigkeiten über 50 m sind u. a. im südlichen Stadtgebiet und bei Angerstein entwickelt (Jordan 1984, Grüger et al. 1994). Mehrere Meter mächtige Lößlehmdecken, z. T. vermischt mit Fließerden und äolischen Rotsanden verdecken schließlich weite Ausstriche des Mesozoikums im Leinetalgraben.

Als ein letztes markantes geologisches Ereignis in der Region von Göttingen ist die Ablagerung des **Laacher-See-Tuffs** vor 12.900 Jahren zu nennen (Bogaard & Schmincke 1985, Bogaard 1995, Baales et al. 2002). Die Aschefahnen mehrerer Eruptionsphasen des Laacher-See-Vulkans in der Eifel wurden in Richtung Nordost verdriftet und regneten auch im Göttinger Raum ab. Das leichte, weißgraue Aschesediment ist zumeist mit Schwemmlöß vermischt in weiten Bereichen der Talauen zwischen weichselzeitlichem Löß und jungtundrenzeitlichem Schwemmlöß oder frühholozäner Schwarzerde erhalten geblieben (Rohdenburg 1965, Gebhardt et al. 1969, Wildhagen 1972, Jordan 1984). Jüngste, holozäne Sedimente sind vor allem auf die Talauen und Subsolutionsenken in Form von Auelehme und Mudden beschränkt (Wildhagen 1972).

Aufschluss 1: Tonbruch der ehemaligen Ziegelei Hölle

Lage: TK 25 Blatt 4426 Ebergötzen. R 35 73 100, H 57 16 700. Aufgelassener Tonbruch 750 m südwestlich der ehemaligen Ziegelei Hölle, unterhalb des Hünstollen bzw. 1,5 km NNW' Bösinghausen.

Stratigraphische Stellung: Röt-Formation, Oberer Buntsandstein, Anis.

Sedimentologie und Paläontologie: Die etwa 21 m hohe Wand des ehemaligen Tonbruches, von der die unteren 8 m durch Schuttbildung verdeckt sind, erschließt ein Teilprofil der höheren Röt-Formation (Abb. 5; Abb. 6, Fig. 1). Zu sehen ist eine einheitliche Abfolge rotbrauner toniger Siltsteine des Röt 3 („Rotbraune Serie“; Hinze 1967). Die tonigen Siltsteine sind ungeschichtet und zeigen im frischen Zustand einen glatten, polygonalen Bruch (Abb. 6, Fig. 2). Im Gegensatz zu den ähnlichen rotbraunen Ton/Siltsteinen des Keupers sind keine Peloturbationsharnische entwickelt. Sie sind völlig fossilfrei. Selbst Palynomorpha fehlen, wie Bohrungen in Nordhessen gezeigt haben (Paul 2002). Hauptbestandteil der Siltsteine ist neben Quarz das Tonmineral Corrensit (Lippmann 1956). Die rotbraune Färbung geht auf feinverteiltes Hämatit (Fe_2O_3 in Partikeln von 1–20 μm Größe) zurück, welcher sich während der Diagenese aus amorphem Ferrihydrit bzw. Eisenhydroxiden bildet (vgl. Paul & Franke 1977). Schicht- und kluftparallele grünlichgraue Entfärbungen werden von Hinze (1967) dagegen auf das Herauslösen des rotfärbenden Hämatits zurückgeführt. Weiterhin sind auch punktförmige grünlichgraue Reduktionshöfe entwickelt (Abb. 6, Fig. 2). Weißlich-grau sind zahlreiche Gipsknollen-Lagen, welche sich innerhalb des Sedimentes bildeten (Abb. 6, Fig. 3). Sie liegen inzwischen durch Wasseraufnahme als aus Anhydrit rückgebildete Faser-gipsknollen vor.

Der Großteil der Röt-Ablagerungen wird allgemein einer abgeschnürten Meereslagune zugeordnet, aus welcher sich nach Eindunstung mit Gips- und Steinsalzablagerung ein Playa/Playasee-System entwickelte. Gegenüber den üblichen Röt-Ton/Siltsteinen fallen die Sedimente des Röt 3 jedoch durch ihr völlig homogenes Erscheinungsbild ohne Schichtung und Sedimentstrukturen heraus (Abb. 6, Fig. 2). Paul (1999, 2002) nimmt für das Röt 3 eine Entstehung als ein von den Rändern auf die feuchte Oberfläche des Beckens eingewehtes Löss-Sediment an und führt als Vergleichsbeispiel die Takyren (tonig-siltige Wüstenebenen mit salinarem Bodenwasser) Zentralasiens an. In der Tat werden ähnliche homogene, rötlich-braune Siltsteine aus dem Oberkarbon und der Untertrias der USA aufgrund ihres einheitlichen Korngrößenspektrums im Siltbereich als fossiler Löss interpretiert („Loessite“: Johnson 1989; Chan 1999).

Im oberen Drittel des Profils eingeschaltet ist ein auffälliger „grüner Doppelquarzit“ (Hinze 1967) erkennbar. Es handelt sich um grünlichgraue Ton- und Siltsteine mit flachwinklig schräggeschichteten Feinsandsteinlagen. Einzelne Lagen zeigen Oszillationsrippeln (Abb. 6, Fig. 4-5), deren Kämme stellenweise durch

Sackung nach Lösung von Steinsalzkrystallen modifiziert sind. Demnach dürfte es sich um Ablagerungen eines stehenden, kurzfristigen Wasserkörpers handeln. Ober- und Unterseiten der Silt- und Feinsandsteinlagen weisen millimetergroße, kubische Steinsalzkrystallmarken auf (Abb. 6, Fig. 6). Steinsalzkrystallmarken gehen auf ein Salzkrystallwachstum in trockenfallenden Sedimenten zurück (Haude 1970, Hauschke 1989). Dabei werden aus kapillar aufsteigenden konzentrierten Porenwässern in Feinsandlagen würfelförmige Kristalle ausgeschieden, welche die Quarzkörner umschließen ("Granokrystall"). An der Grenze zu Tonlagen wird das Sediment dagegen verdrängt (reines NaCl) (Haude 1970). Entsprechend sind die ursprünglichen Salzkrystalle zweiteilig. Eine nachfolgende Überflutung verursacht schließlich die Rücklösung des Steinsalzes (Hauschke 1989), woraufhin nachsackender Sand den Lösungshohlraum nachformt (Haude 1970).

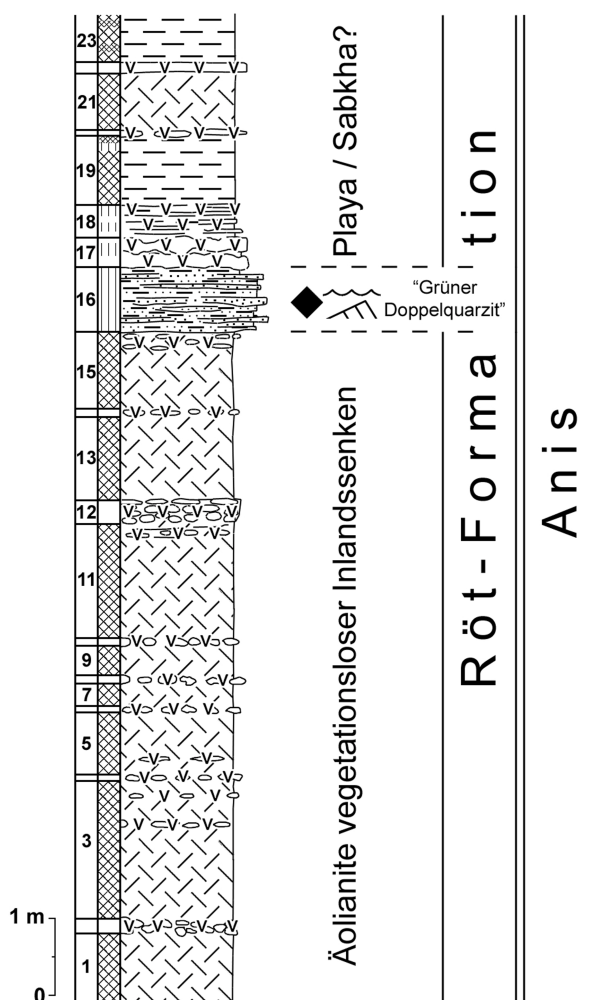


Abb. 5 Teilprofil der Rot-braunen Serie (Röt 3) der Röt-Formation (Anis) im Tonbruch Hölle, Göttinger Wald [Legende s. Abb. 2].

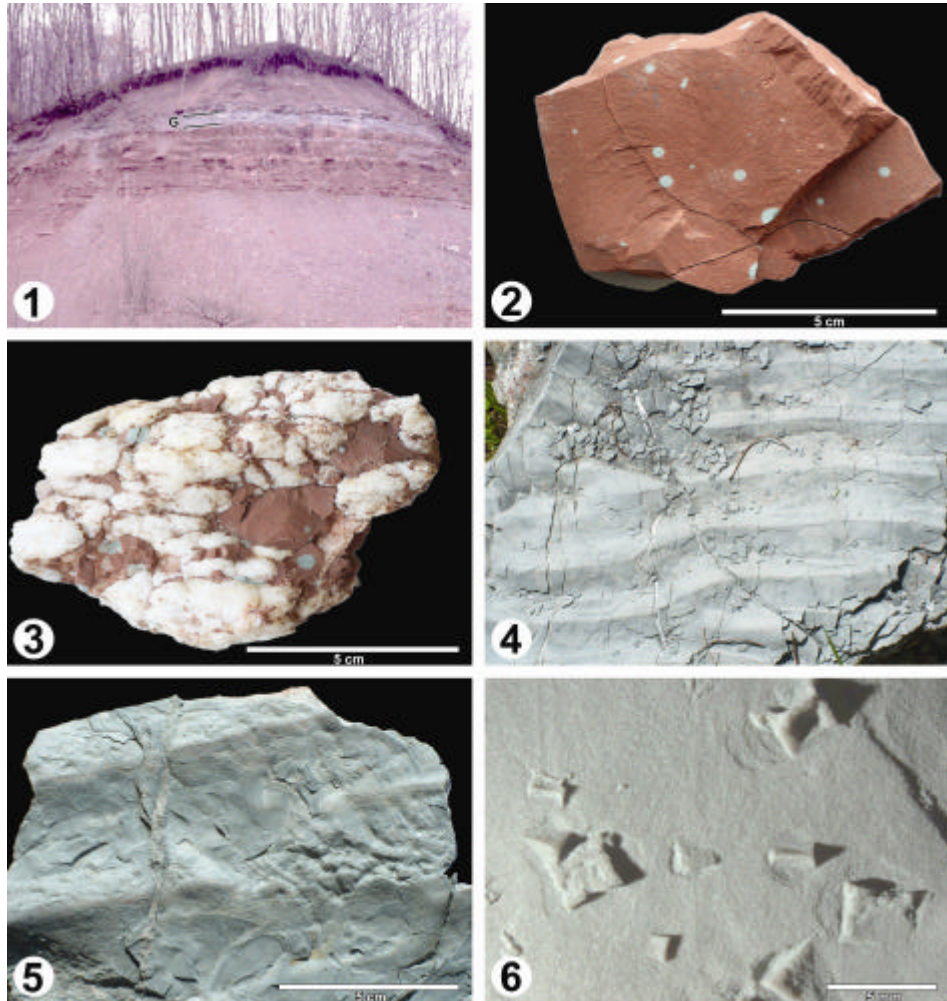


Abb. 6 Höhere Röt-Formation (Anis) des Tonbruches Hölle, Göttinger Wald. **(1)** Übersicht der Aufschlußwand mit dem "Grünen Doppelquarzit" (G) innerhalb der rotbraunen Tonsteine des Röt 3. Konkretionäre Gipsknollenlagen wittern bankartig heraus; **(2)** Detailaufnahme eines rotbraunen, schichtungslosen Tonsteines (Äolianit) mit punktförmigen, grünlichgrauen Entfärbungshöfen; **(3)** Detailaufnahme weißgrauer, konkretionärer Gipsknollen innerhalb eines rotbraunen, schichtungslosen Tonsteines (Äolianit); **(4)** Schichtoberseite eines quarzitischen Feinsandsteins des "Grünen Doppelquarzits". Die Oszillationsrippeln zeigen ein symmetrisches Profil mit sich gabelnden Kämmen; **(5)** Schichtoberseite eines quarzitischen Feinsandsteins des "Grünen Doppelquarzits". Die Kämmen der Oszillationsrippeln sind in diesem Fall durch Lösung von Steinsalzkristallen und Sedimentsackung modifiziert; **(6)** Schichtfläche eines quarzitischen Feinsandsteins des "Grünen Doppelquarzits" (vermutlich Schichtunterseite) mit Steinsalzkristallmarken.

Der „grüne Doppelquarzit“ ist über mehrere 100 km hinweg von Thüringen über Anhalt bis Hessen zu verfolgen (Hinze 1967) und dürfte auf einen fluviatilen Vorstoß mit Bildung eines episodischen Sees zurückgehen. Die Verzahnung mit dem in Süddeutschland zeitgleich entwickelten, fluviatilen Oberen Plattensandstein (Bindig & Backhaus 1995), ist allerdings unklar. Oszillationsrippeln belegen flache Wasserkörper, während Steinsalzkrystallmarken für Playa-Playasee-Systeme und Sabkhas typisch sind. Paul (2002) deutet die dünnen, quarzitisches zementierte Sandsteinlagen des Röt 3 Nordhessens als Resultat von Schichtfluten infolge von Starkregenfällen im Hinterland.

Aufschluss 2: Forststeinbruch Herberhausen

Lage: TK 25 Blatt 4426 Ebergötzen. R 35 69 775, H 57 11 950. Forststeinbruch ca. 1 km östlich von Herberhausen.

Stratigraphische Stellung: Jena-Formation, Unterer Muschelkalk, Anis.

Sedimentologie und Paläontologie: In diesem kleinen Steinbruch des Stadtforstes Göttingen ist ein knapp 13 m mächtiges Teilprofil des in dieser Gegend etwa 100 bis 110 m mächtigen Unteren Muschelkalkes erschlossen (Abb. 7). Stratigraphisch umfaßt das Profil den Bereich der Terebratelbänke und den folgenden Wellenkalk 2. Die Schichten fallen mit $260^\circ/19^\circ$ in Richtung Leinetalgraben ein. Bedeutsam ist der Aufschluß aufgrund seiner exzellent erhaltenen Echinodermenfauna und einer großflächig freigelegten Bankoberseite mit Strömungsrippeln (Abb. 8, Fig. 1-2; Seppelt 2004).

Das Profil beginnt mit dem Wellenkalk-Zwischenmittel der Terebratelbänke. Neben bioturbaten Mudstones sind bereits schräggeschichtete Ooid-Bioklasten-Grainstone mit Intraklasten eingeschaltet.

Die Obere Terebratelbank liegt in Form einer etwa 50 cm mächtigen oolithischen Schillkalkbank (Ooid-Bioklasten-Grainstone mit Intraklasten) vor, welche an ihrem Top eine ausgeprägte Rippelfläche aufweist (Abb. 8, Fig. 1-2). Die asymmetrischen Strömungsrippeln besitzen ca. 75 cm Wellenlänge, ca. 2,5 cm Amplitude und streichen etwa 115° . Damit ist für diesen Profilabschnitt eine grundberührende Wasserströmung aus NNE belegt.

Auf die Obere Terebratelbank folgen relativ feste, z. T. plattige Wellenkalke mit mehreren, z. T. gradierten Schillbänkchen, welche auf Sturmereignisse zurückgehen sollen („Tempestite“). Aus diesen führen Hagdorn & Simon (1983) 11 Muschelgattungen mit 14 Arten auf. Am häufigsten sind die Flügelmuschel *Hornesia socialis* und die flach im Sediment eingegraben lebenden Dreiecksmuscheln aus dem Formenkreis *Myophoria* (*Neoschizodus laevigatus*, *Neoschizodus orbicularis*, *Myophoria vulgaris*, *Myophoria incurvata*, *Lyriomyophoria elegans*). Seltener sind die Miesmuschel

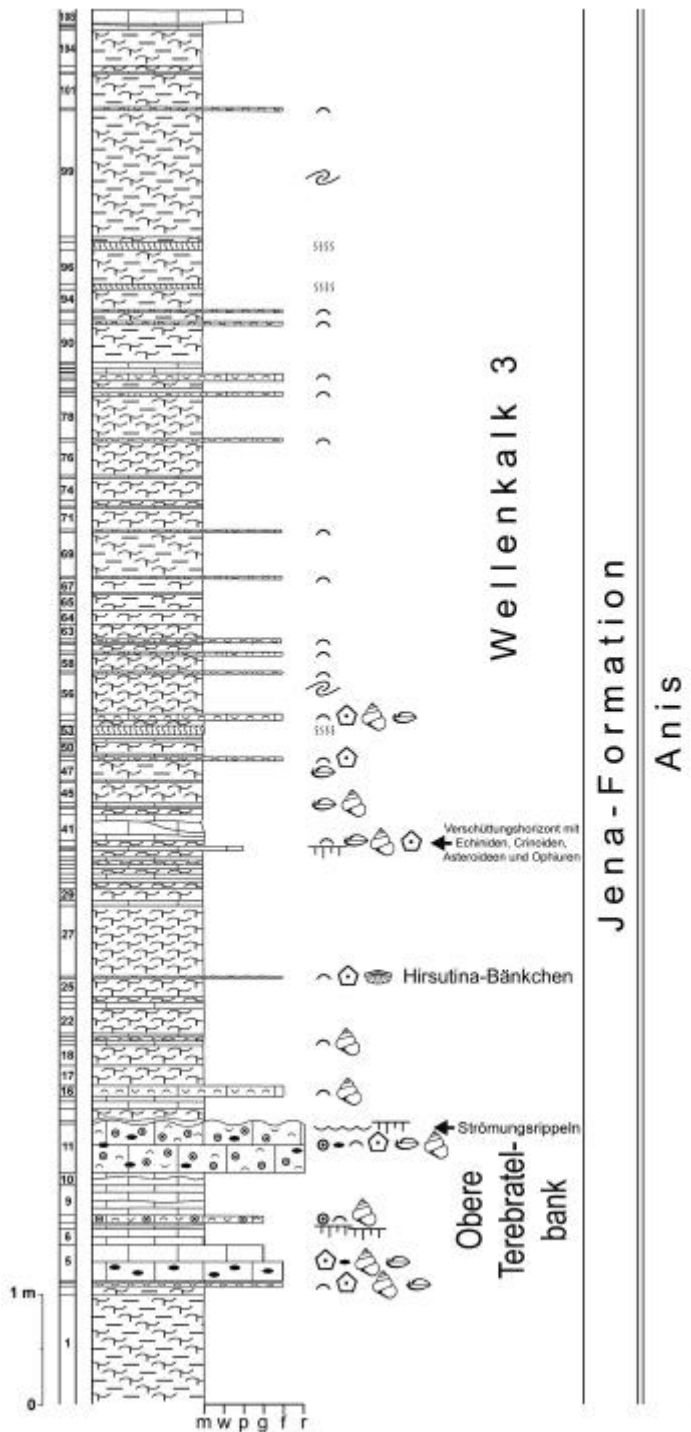


Abb. 7 Teilprofil der Jena-Formation (Anis) im Forststeinbruch Herberhausen, Göttinger Wald (Seppelt 2004) [Legende s. Abb. 2].

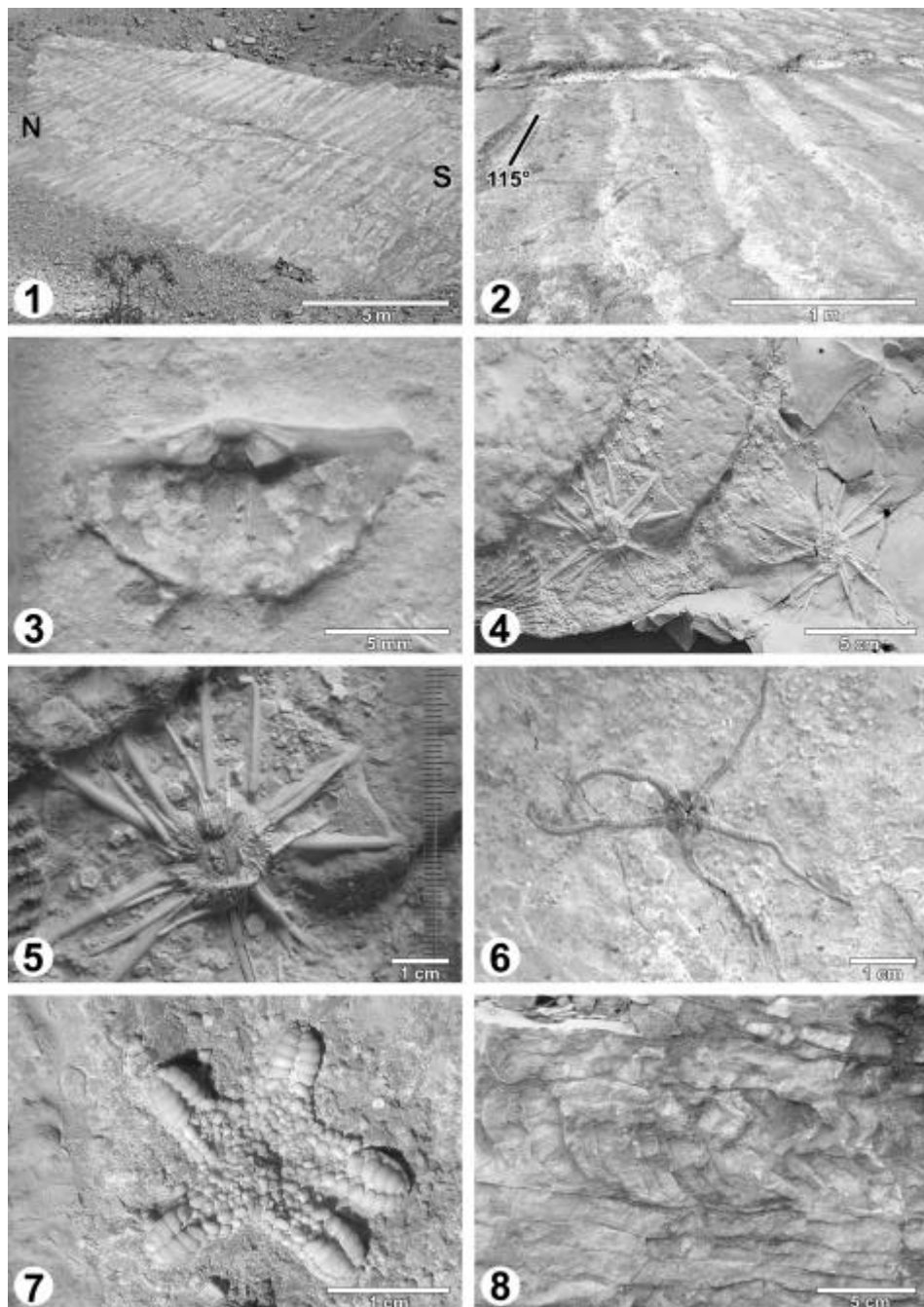
"*Mytilus eduliformis*", die Nußmuschel *Palaeonucula goldfussi* und die Muschelkalk-Klaffmuschel *Pleuromya* sp. (Hagdorn & Simon 1983). Austernartige Kammuschel-verwandte (*Placunopsis* sp.) sind für Hartgrundflächen charakteristisch. Hinzu kommen mehrere Schneckengattungen (*Loxonema*, *Undularia*, *Omphaloptycha*, *Worthenia*) und der Kahnfüßer *Dentalium torquatum* (Hagdorn & Simon 1983). Unter den Brachiopoden dominiert *Coenothyris vulgaris*.

Eine dieser Schillbänke (Abb. 7: Schicht 26, Hirsutina-Bänkchen) führt zudem den spiriferiden Brachiopoden *Hirsutina hirsutinella* (Abb. 8, Fig. 3), womit die oben angeführte stratigraphische Einstufung begründet ist (Hagdorn & Simon 1983). Echinodermen sind mit isolierten Skelettelementen von *Cheilocrinus*, *Holocrinus* und *Miocidaris* vertreten, während von Vertebraten nur kleine unbestimmbare Knochenfragmente vorliegen.

Etwa 2,5 m über der Oberen Terebratelbank ist ein Hartgrund mit darauf liegender Verschüttungsfossilagerstätte entwickelt (Abb. 7: Schicht 39). Aus dieser Lage konnten vollständig erhaltene Seeigel, Seelilien, Schlangen- und Seesterne geborgen werden: *Cheilocrinus carnalli*, *Holocrinus dubius*, *Miocidaris coaeva* (Abb. 8, Fig. 4-5), *Ophioderma* sp. (Abb. 8, Fig. 6), die erst jüngst neu beschriebene Asteroideen-Art *Trichasteropsis bilertorum* (Abb. 8, Fig. 7) sowie eine noch nicht beschriebene Asteroideen-Art (Blake & Hagdorn 2003, Seppelt 2004).

Die Schillbänke, insgesamt relativ artenreich, zeigen zum Hangenden des Profils hin eine schrittweise Verarmung der stenohalinen Faunenelemente, bis nur noch Myophorien vorkommen. Die Wellenkalken zeigen dagegen eine vorwiegend auf Spurenfossilien beschränkte Fauna (vorwiegend Cruziana-Assoziation mit *Rhizocorallium jenense*, *Pholens abomasoformis* und *Planulites* sp.; vgl. Knaust 1998). Einzelne Bänke der Wellenkalken zeigen zudem Rutschfalten (slumping) oder Sigmoidalklüftung (Abb. 8, Fig. 8), welche als Resultat erdbebeninduzierter Scherbewegungen im gelartigen Karbonatsediment interpretiert werden (Szulc 1993, Rüf-fer 1996, Neuweiler et al. 1999).

Generell wird für den Wellenkalk ein subtidales Ablagerungsmilieu mit mäßigen Wassertiefen und eingeschränkter Wasserzirkulation angenommen. Die markanten Leithorizonte (wie die Terebratelbänke) werden dagegen unterschiedlich interpretiert. Während Franke et al. (1977) ooidreiche Schaumkalkbänke auf "flachstes (< 2 m), bewegtes Wasser" zurückführen und von kurzfristigen Absenkungen des Meeresspiegels (Regressionen) ausgehen, sieht Lukas (1991) vor allem in einer Teilzerstörung der barriereartigen Kalksandareale im Raum Berlin-Brandenburg und einer damit vorübergehend verbesserten Meereszirkulation die Ursache der ooid- und schillreichen Leitbänke. Meeresspiegelschwankungen könnten hierbei eine Rolle gespielt haben, sind in ihrer Bedeutung aber auf die Zerstörung der Sandbarren beschränkt. Götz (1996) wiederum sieht in den wiederholten Abfolgen von Wellenkalk, Gelbkalk und verschiedenen Kalksandn (Ooide, Schalen-trümmer, Gerölle) durch Meeresspiegelschwankungen gesteuerte Kleinzyklen.



Aufschluss 3: Forstweg am Spring-Berg bei Weende

Lage: TK 25 Blatt 4425 Göttingen. R 35 65 800, H 57 15 650. Böschung des Forstweges am SW-Hang des Spring-Berges, 300 m NNE' des Jahnheimes bei Weende-Spring.

Stratigraphische Stellung: Erfurt-Formation, Unterer Keuper, Ladin.

Sedimentologie und Paläontologie: Dieser Böschungsanriß eines Forstweges ist der einzige leicht zugängliche und permanente Aufschluß in der direkten Umgebung von Göttingen, welcher Einblicke in den Aufbau des Unteren Keupers bietet (Abb. 9). Das Teilprofil beginnt mit dem sogenannten "Hauptdolomit". Dieser besteht allerdings überwiegend aus rauh brechenden Mergeln und Kalkmergeln, welche kaum Dolomitanteile aufweisen. Entsprechend wurde im nahegelegenen und ähnlich aufgebauten Profil der ICE-Neubaustrecke dieser Abschnitt von Rebers (1987) auch "Karbonat-Ton-Folge" genannt. Die "Karbonat-Ton-Folge" ist lagenweise recht fossilreich. Neben Brackwassermuscheln (*Anoplophora* sp.) sind auch letzte marine Muscheln (*Myophoria* sp.), Estherien und kohlige Pflanzenhäcksel zu finden. Wurzelspuren zeugen von einem Pflanzenwuchs vor Ort. Eingeschaltet in die Mergel und Kalkmergel finden sich mehrere, leicht dolomitische Schillkalkbänke, welche äußerlich noch stark an die Schillkalksteine des Oberen Muschelkalkes erinnern. Die mächtigste unter ihnen zeigt eine deutliche Schrägschichtung und wurde im Göttinger Raum als "Mengershäuser Bank" beschrieben (Rebers 1987). Auch in dieser Bank wird der Schalenschill von *Anoplophora* sp. und *Myophoria* sp. gebildet. Es folgt der "Anoplophora-Sandstein", welcher hier in Form dreier siliziklastischer Unten-grob-oben-fein-Zyklen ausgebildet ist. Die schrägschichteten, gelbbraunen bis rötlichbraunen Feinsandsteine gehen nach oben in rötlichbraune Silt- und Tonsteine über. Im jüngsten Abschnitt dieses unvollständigen Unterkeuper-Profiles wird von grüngrauen Tonsteinen mit gelbbraun durchgewitterten Karbonatbänken ("Gelbkalke") gebildet, welche zu den "Unteren Bunten Mergeln" gestellt werden.

?

Abb. 8 Jena-Formation (Anis) des Forststeinbruches Herberhausen, Göttinger Wald. (1) Oberseite der Oberen Terebratelbank mit ausgeprägter Rippelfläche, Schicht 11; (2) Die asymmetrischen Strömungsrippeln der Schicht 11 belegen eine grundberührende Wasserbewegung aus NNE; (3) Spiriferider Brachiopode *Hirsutina hirsutinella* aus dem Hirsutina-Bänkchen, Schicht 26; (4) Hartgrundoberfläche der Schicht 38 mit zwei Exemplaren von *Miocidaris coeura* und Stielgliedern von *Holocrinus dubius* [leg. S. Seppelt, Hildesheim]; (5) Nahaufnahme eines der *Miocidaris*-Exemplare von Fig. 4; (6) Schlangensterne *Ophioderma* sp., Schicht 39; (7) Holotypus der Asteroideen-Art *Trichasteropsis bilertorum*, Schicht 39 [Muschelkalkmuseum Ingelfingen MHI 1755, Foto: F. Bielert, Braunschweig]; (8) Sigmoidalklüftung in Schicht 53.

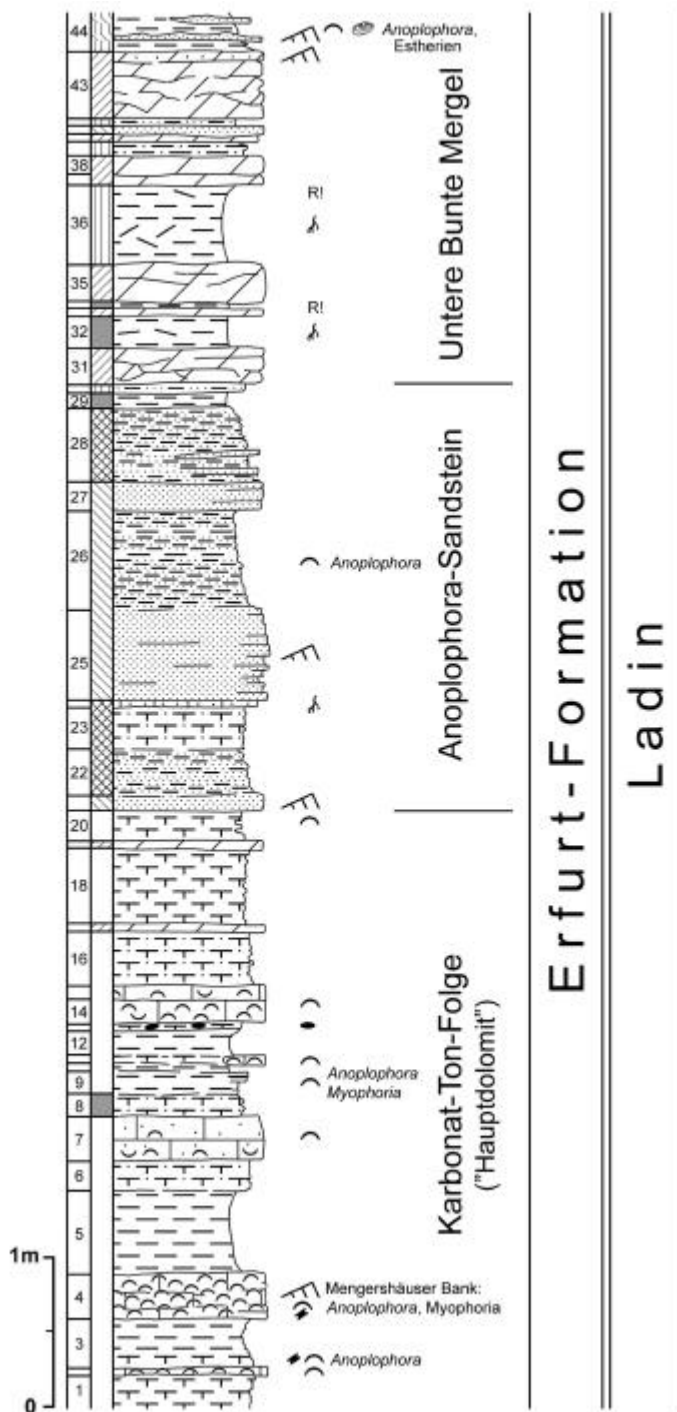


Abb. 9 Teilprofil der Erfurt-Formation (Ladin) am Forstweg Springberg, Göttinger Wald [Legende s. Abb. 2].

Generell zeigt das Profil sehr schön das Wechselspiel von marin-beinflußter, lagunärer und deltaischer Sedimentation, welches mit dem Rückzug des Muschelkalkmeeres verbunden war. Während die "Karbonat-Ton-Folge" einem weitgehend ausgesüßten bis brackischen Milieu entspricht, sind in den Schillkalk-einschaltungen marin beeinflusste Sturmablagerungen zu sehen. Die Silt- und Feinsandsteine des "Anoplophora-Sandsteins" weisen nach Rebers (1987) auf das Herannahen eines Delta-Mündungslaufes hin. Eigentliche Flußrinnensandsteine sind hier vermutlich nicht angeschnitten. Abschließend dominieren wieder lagunäre Bedingungen, nun aber mit erhöhten Salinitäten und Dolomitbildung.

Die Schichtenfolge des Unteren Keupers am Spring-Berg fällt mit 40–45° nach NNE ein. Tektonisch handelt es sich bei diesem schräggestellten Vorkommen um eine grabenartig in das Muschelkalkplateau des Göttinger Waldes eingesunkene, isolierte Keuper-Scholle. Eventuell ist auch hier, ähnlich wie bei ähnlichen Keuper-Vorkommen des Göttinger Waldes (Kleperspalte, Herberhäuser Graben), ein Zusammenhang mit der Salinartektonik am Rande des Leinetalgrabens zu sehen.

Aufschluss 4: Ehemalige Tongrube Levin

Lage: TK 25 Blatt 4425 Göttingen. R 35 63 800, H 57 11 400. Restaufschluß auf der Insel im Weiher auf dem Gelände der ehemaligen Tongrube Levin zwischen neuem Leinepark und Radweg entlang der Leine; 50 m südlich der neuen Polizeiwache an der Kasseler Landstraße.

Stratigraphische Stellung: Triletes- und Psilonotenschichten, Rhät–Hettangium.

Sedimentologie und Paläontologie: Der derzeit einzige Aufschluß der Rhät–Lias-Grenze im Stadtgebiet von Göttingen befindet sich auf dem Gelände der ehemaligen Ziegeleigrube Levin an der Kasseler Landstraße (Abb. 10). Bis in die siebziger Jahre war hier eine mehrfach von Störungen durchsetzte Abfolge vom mittleren Keuper bis in das höhere Hettangium aufgeschlossen (Stille 1932, Langheinrich 1966). Heute findet sich nur noch ein Restaufschluß auf Privatgrund in dem SE-Eck der ehemaligen Grube. An den Ufern eines Weihers bzw. auf dessen zentralen Insel sind hier noch die Rhät–Lias-Grenze bis zum unteren Hettangium aufgeschlossen (Abb. 10). Am Ostufer des Weihers sind rötliche Siltsteine und gelbe Feinsandsteine des Mittleren Keupers anstehend, welche von einer N–S laufenden Störung gegen Rhät und Schwarzjura versetzt sind.

Das Liegende des Profils bilden gelblichgraue glimmerreiche Feinsandsteine, gefolgt von etwa 40 cm grünlichgrauen, ebenso glimmerreichen Siltsteinen. Beide sind noch zu den Triletestsschichten des oberen Rhätkeupers zu stellen. Palynologische Untersuchungen an grünlichgrauen Siltsteinen am Top der Triletestsschichten in Göttingen-Weende (Junkerberg) zeigen, daß hier vor allem trilete Sporen von

Farnen, Bärlappgewächsen und Moosen sowie monocolpate Pollen (Cycadeen, Bennettiteen, Ginkgogewächse) dominieren (Schlüter 1992).

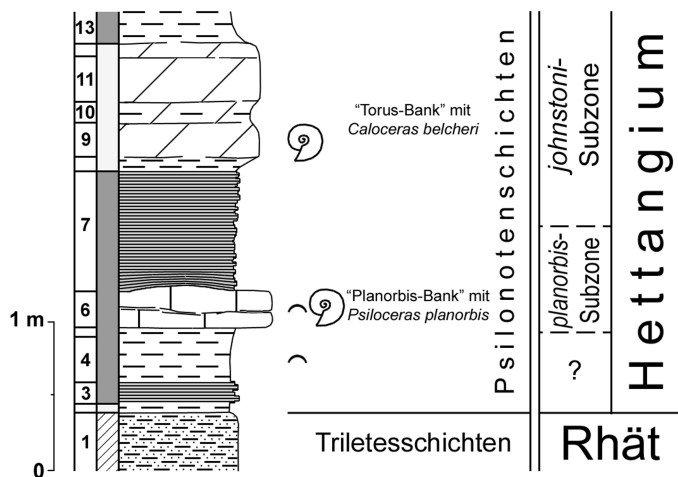


Abb. 10 Profil der Trias-Jura-Grenze (Rhät-Hettangium) in der ehemaligen Ton-grube Levin, Göttingen. Aufnahme Gert Bloos [Legende s. Abb. 2].

Die Untergrenze des Schwarzjura wird mit der ersten dunkelgrauen schiefrigen Tonlage gezogen, welche ein 55 cm mächtigen Packet aus blaugrauen Tonmergeln mit glimmerführenden Feinsandlagen und ersten bituminösen Lagen einleitet. Ammoniten konnten aus diesem Bereich noch nicht nachgewiesen werden. Allerdings zeigt das Palynomorphen-Spektrum neben Koniferen-Pollen (*Corollina*) vor allem offen-marines Phytoplankton (Acritarchen), welche die Lias-Transgression dokumentieren (Schlüter 1992). Hinzu kommt eine spärliche marine Makrofauna mit Bivalven der Gattung *Pseudomytiloides*, Echinidenstacheln, Fischschuppen, Treibholz und feinem Schalenbruch. Die schiefrigen Mergel zeigen lagenweise *Chondrites*-Freßbauten.

Mit 20–25 cm Mächtigkeit folgt die Planorbis-Bank in Form einer dunkelgrauen, schiefrigen Kalksteinbank. Die Bank ist bituminös („Stinkkalk“), ist vielfach zweigeteilt und zeigt eine wellige Feinschichtung infolge von Schill- und Feinsand/Silt-Lagen. Kernbereiche der Bank sind sehr hart, pyritreich, und reich an Echinodermenschutt (v. a. Echinidenstacheln). Zahlreiche verdrückte Exemplare von *Psiloceras planorbis* sind stellenweise angereichert. Bivalven sind mit *Pseudomytiloides* sp., *Liotrea „irregularis“*, *Plagiostoma giganteum* und *Meleagrinella* sp. vertreten.

Es folgen 80–90 cm eines dunkelgrauer, bituminöser Papierschiefers mit *Pseudomytiloides* sp., vereinzelt Fischschuppen und seltenen, verdrückten Psiloceraten (Stille 1932). Mit unscharfer Grenze folgt eine 50–60 cm mächtig Bank aus hellgrauem, massigen Dolomitmergelstein („Torus-Bank“). Die Bank zerfällt bröckelig und verwittert orangebraun. Top und Basis zeigen einen fließenden Übergang zu

den Papierschiefern. Häufig finden sich verdrückte Exemplare von *Caloceras belcheri*, gelegentlich auch Pectiniden, *Liostrrea „irregularis“* und *Plagiostoma* sp. von 1/2 bis 5 cm Größe. Nahe dem Top ist stellenweise eine 1–2 cm mächtige Schill-Lage mit Echiniden-Stacheln, *Liostrrea „irregularis“*, *Pseudolimea* sp., *Chlamys* sp. und *Cardinia* sp. eingeschaltet. Spurenfossilien sind durch merkmalsarme, 1-cm-breite Freßgänge vertreten. Der Top des Restaufschlusses wird erneut von dunkelgrauen, bituminöser Papierschiefern gebildet, von denen noch maximal 30 cm erschlossen sind. Lagenweise können kleinwüchsige *Pseudomytiloides* sp. und kleine Echiniden-Stacheln auftreten. Nach Stille (1932) ist die Schicht etwa 2,5 m mächtig und wird von etwa 8 m dunkelgrauen geodenführenden Tonmergel der *hagenowi*-Zone überlagert.

Aufschluss 5: Tongrube Hottenrode

Lage: TK 25 Blatt 4625 Witzenhausen. R 35 65 025, H 56 94 300. Tongrube östlich der Bahnlinie Witzenhausen–Göttingen, 500 m NE' Bahnhof Eichenberg an der Landesgrenze Hessen–Niedersachsen.

Stratigraphische Stellung: Arnstadt-Formation, Mittlerer Keuper, Nor und Arietenschichten, Unterer Schwarzhura, Sinemurium.

Sedimentologie und Paläontologie: Die Erweiterung des Grubengeländes im Jahre 2002 führte zum Aufschluß eines ca. 21 m mächtigen Teilprofils aus dem Übergangsbereich Steinmergelkeuper–Rhätkeuper (Abb. 11; Abb. 12, Fig. 1; Hoffmann 2004). Nach neuer lithostratigraphischer Gliederung ist dieser Bereich der Arnstadt-Formation zuzurechnen (Deutsche Stratigraphische Kommission 2002; Vath im Druck). Die chronostratigraphische Einstufung ist noch ungesichert. Wahrscheinlich handelt es sich noch um Sedimente des Nor, da rhätische Palynomorpha nicht nachgewiesen werden konnten.

Vormals waren in der inzwischen vollständig verfüllten westlichen Grube fossilreiche Ton- und Mergelsteine der Arietenschichten des Unterjura (Abb. 13; Arp et al. 2000) unter plio- bis pleistozänen Decklehmen erschlossen (Chanda 1962). Blaugraue schiefrige Tonsteine der höheren Arietenschichten (Lagerung 230°/30°; an der Störung aufgeschleppt auf 325°/70°) mit Ölschiefereinschaltungen sind zur Zeit auch im neuen Grubenareal mit einer Störung tektonisch an das hier vorgestellte Keuper-Profil (Lagerung 230°/55°) angrenzend aufgeschlossen. Die komplexen Lagerungsverhältnisse sind hier im Eichenberger Grabenknoten (Lotze 1932) möglicherweise teilweise durch Halotektonik und/oder Subrosion beeinflusst.

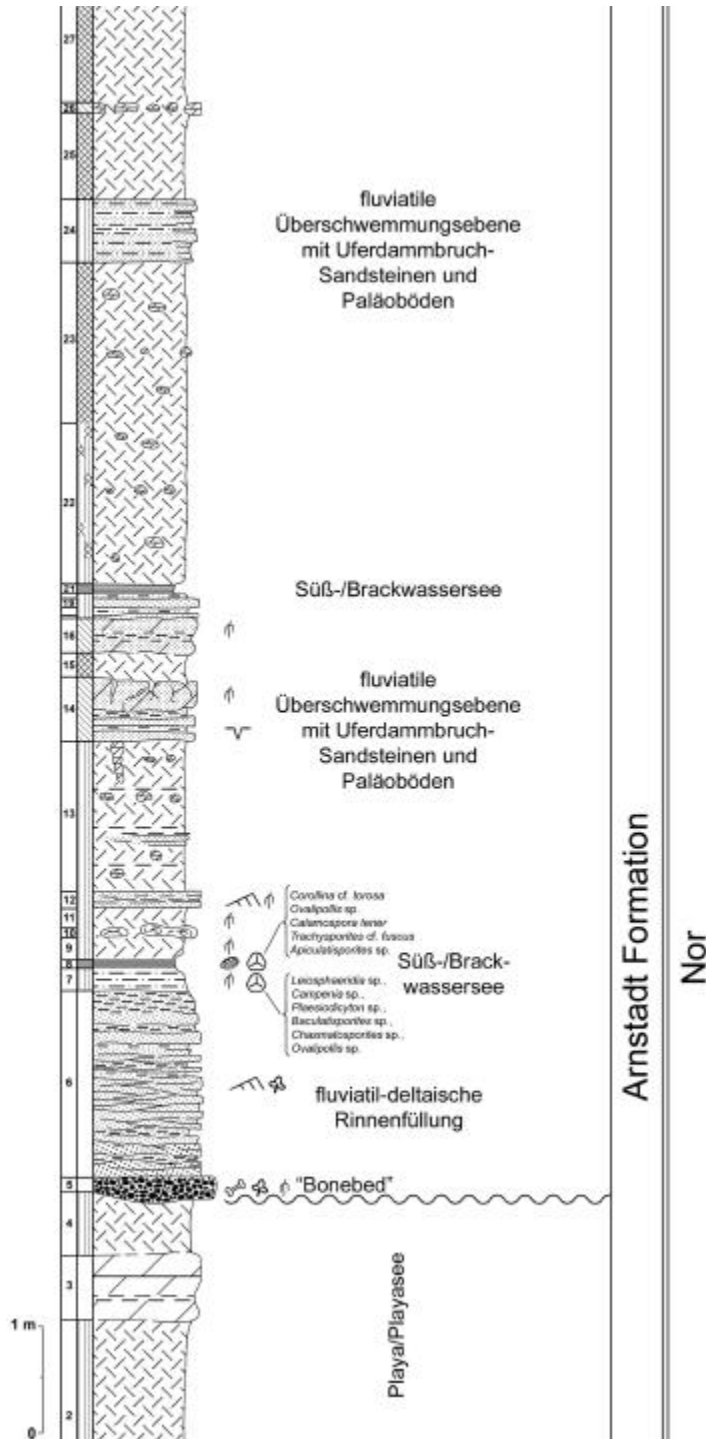
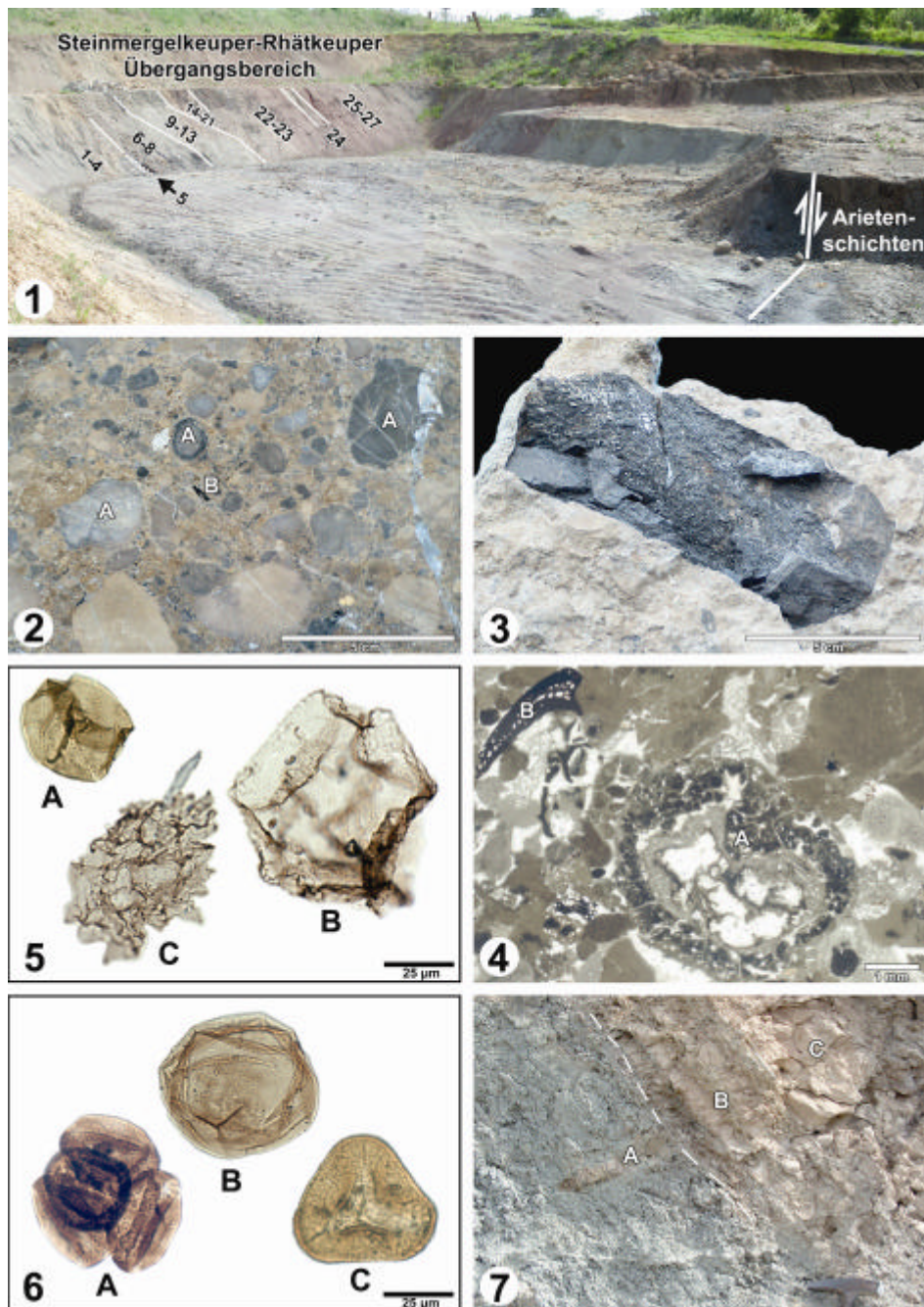


Abb. 11 Teilprofil der Arnstadt-Formation (Nor) in der Tongrube Hottenrode, Gemeinde Friedland [Legende s. Abb. 2].

Das Keuper-Profil beginnt mit mehr als 6 m mächtigen bunten siltigen Tonsteinen mit einzelnen, unscharf abgegrenzten Dolomitsteinbänken (Steinmergelbänke). Faziell entsprechen die Sedimente denen des höheren Steinmergelkeupers. Es folgt eine auffallende, bis 30 cm mächtige, linsenförmig ausgebildete Konglomeratbank (Abb. 12, Fig. 2) mit erosiver Basis, welche sich durch zahlreiche Knochenreste (Abb. 12, Fig. 3) und kohlige Pflanzenreste auszeichnet („Bonebed“). Die Knochen, darunter Wirbel, Zähne, Hautknochenplatten und Langknochen, erreichen maximal 10 cm Größe und sind oftmals deutlich abgerollt (Abb. 12, Fig. 3). Bestimmbar war einzig ein Haifischzahn („*Hybodus*“ *minor*), welcher auf marindeltaische Einflüsse hinweist (frdl. schriftl. Mitt. René Kindlimann, Aathal). Unter den bis 5 cm großen Geröllen befinden sich neben aufgearbeiteten dolomitischen Ton- und Siltsteinen auch onkoidartig aufgebaute, teilweise phosphatisch-karbonatische Konkretionen pedogenen Ursprungs (Abb. 12, Fig. 4). Hinzu kommen mm-dünne, ausgelängte Wurzelspuren mit dolomikritischen Auskleidungen zwischen den Geröll-Komponenten. Es handelt sich damit um resedimentiertes Paläoboden-Material (Dolocrete), welches nach der Umlagerung erneut durchwurzelt wurde. Geochemische Analysen liegen allerdings bisher nicht vor. Die Genese des Konglomerates ist nicht abschließend geklärt. Möglich wäre eine Zusammenschwemmung infolge eines katastrophalen Starkregens im terrestrischen Bereich, nachdem sich auf einer regionalen Erosionsdiskordanz umfangreiche Paläoboden gebildet hatten.

Über der Konglomeratbank ist eine etwa 2,0 m mächtige fluviale Unten-grob-oben-fein-Sequenz ausgebildet. Während zunächst mittel- bis feinkörnige quarzitisches Sandsteinlagen mit Schrägschichtung und Strömungsrippeln dominieren, geht die Einheit nach oben in schwach karbonatische Siltsteine über. Häufig sind kohlig erhaltene Pflanzenreste eingelagert. Abschließend ist ein grünlichgrauer lakustriner Tonstein mit Wurzelspuren und ein schwarzgrauer palustriner Tonstein mit Estherien entwickelt (Abb. 11: Schicht 7 und 8).

Palynologische Untersuchungen zeigen, daß die Siltsteine neben zahlreichen opaken organischen Partikeln auch seltene dünnwandige Hüllen enthalten, welche andeutungsweise gefeldert oder bestachelt sind. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Dinozysten oder Acritarchen. Der grüngraue siltige Tonstein zeigt dagegen besser erhaltene Palynomorpha mit aquatischen Formen, insbesondere Prasinophyceen (*Leiosphaeridia* sp., *Campenia* sp.) und die Grünalge *Plaesiodictyon* sp. (Abb. 12, Fig. 5). Diese Algen kommen bevorzugt im Übergangsbereich terrestrisch-marin vor und deuten auf einen stehenden, süßen bis brackischen, geschichteten Wasserkörper hin (vgl. a. Brocke & Riegel 1996). Hinzu kommen einzelne trilete Sporen von Farnen (*Baculatisporites* sp.) und monocolpate Formen (*Chasmatospora* sp.).



Im schwarzgrauen Tonstein dominieren schließlich Koniferenpollen (*Corollina* cf. *torosa*), weitere Gymnospermenpollen (*Ovalipollis* sp.) und Sporen von Schachtelhalmgewächsen (*Calamospora tener*) (Abb. 12, Fig. 6). Auch trilete Sporen von Farne (*Trachysporites* cf. *fuscus*, *Apiculatisporites* sp.) kommen nun häufiger vor (Abb. 12, Fig. 6). Dies deutet auf eine zunehmende Verlandung des flachen Wasserkörpers hin, mit einer Pflanzenvergesellschaftung aus hygrophytischen (Farne, Schachtelhalmgewächse) und xerophytischen Elementen (Koniferen). Weitere 7 Proben des Profils erwiesen sich als frei von Palynomorpha, was auf die intensive aerobe Beanspruchung durch Bodenbildung zurückgeführt werden kann.

Im oberen Profilteil folgen noch etwa 13 m bunte tonige Siltsteine mit Dolocrete-Knollen und -Orgeln sowie mehrere Einschaltungen von feinkörnigen Uferdammbruch-Sandsteinen (Abb. 12, Fig. 7). Diese sind primär schräggeschichtet, werden aber vom Top aus pedogen entschichtet, leicht karbonatisiert und von Wurzelspuren durchzogen. Bei Profilmeter 11,5 findet sich als letzte lakustrine Einschaltung ein dunkelgrauer, feingeschichteter Tonstein (Abb. 11: Schicht 21), welcher Uferdammbruch-Feinsandsteinen folgt.

Insgesamt zeigt das beschriebene Profil eine terrestrisch-fluviatile Sedimentabfolge des küstennahen Bereichs mit dünnen lakustrinen Einschaltungen. Die Nähe zum marinen Ablagerungsraum ist durch Prasinophyceen, fragliche Dinoflagellatenzysten/Acritarchen und den Einzelfund eines Zahnes von „*Hybodus*“ *minor* angedeutet, ohne daß hier ein abschließender Beleg gegeben ist.

?

Abb. 12 Arnstadt-Formation (Nor) der Tongrube Hottenrode, Gemeinde Friedland. **(1)** Übersicht des Südtails der neuen Grube. Die Schichten des Steinmergelkeuper-Rhätkeuper-Übergangsbereichs sind durch eine Abschiebung gegen Arietenschichten versetzt. Schichtnummern entsprechend Abb. 11. Die Lage der Schicht 5 ("Bonebed") ist mit einem Pfeil markiert; **(2)** Umgelagerte, teilweise schalig aufgebaute Konkretionen pedogenen Ursprungs (A) und schwarze Knochenfragmente (B) der Schicht 5 ("Bonebed"). Anschliff; **(3)** Abgerollter Saurierknochen im Konglomerat Schicht 5 ("Bonebed"); **(4)** Dünnschliffbild mit onkoidartigen pedogenen Knollen (A) und Vertebratenresten (B) der Schicht 5 ("Bonebed"); **(5)** Palynomorpha des grünlichgrauen lakustrinen Tonsteins Schicht 7: Prasinophyceen *Leiosphaeridia* sp. (A) und *Campenia* sp. (B), sowie die Grünalge *Plaesiodictyon* sp. (C); **(6)** Palynomorpha des schwarzgrauen palustrinen Tonsteins Schicht 8: Koniferenpollen *Corollina* cf. *torosa* (A), Spore eines Schachtelhalmgewächses *Calamospora tener* (B) und trilete Spore eines Farne *Trachysporites* cf. *fuscus* (C); **(7)** Pedogen entschichteter siltiger Tonstein einer fluviatilen Überschwemmungsebene (Schicht 13) mit Dolocrete-Organ (A), überlagert von geschichtetem Siltstein-Feinsandstein-Wechsel (Schicht 14) eines Uferdammbruches (B, C). Während der untere Teil der Schicht 14 noch die primäre Schichtung aufweist (B), ist ihr oberer Teil bereits wieder von der nachfolgenden Paläo-Bodenbildung pedogen entschichtet (C).

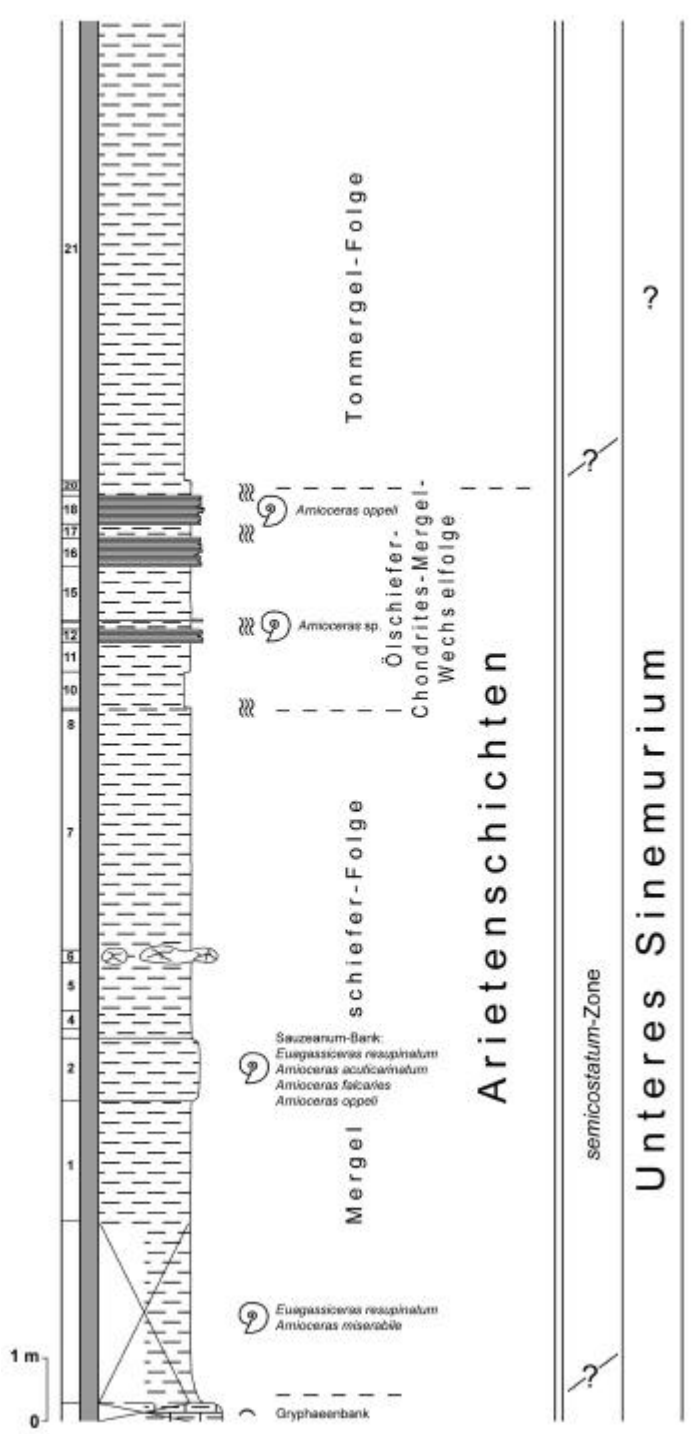


Abb. 13 Teilprofil der Arietenschichten (Sinemurium) in der Tongrube Hottenrode, Gemeinde Friedland (Arp et al. 2000) [Legende s. Abb. 2].

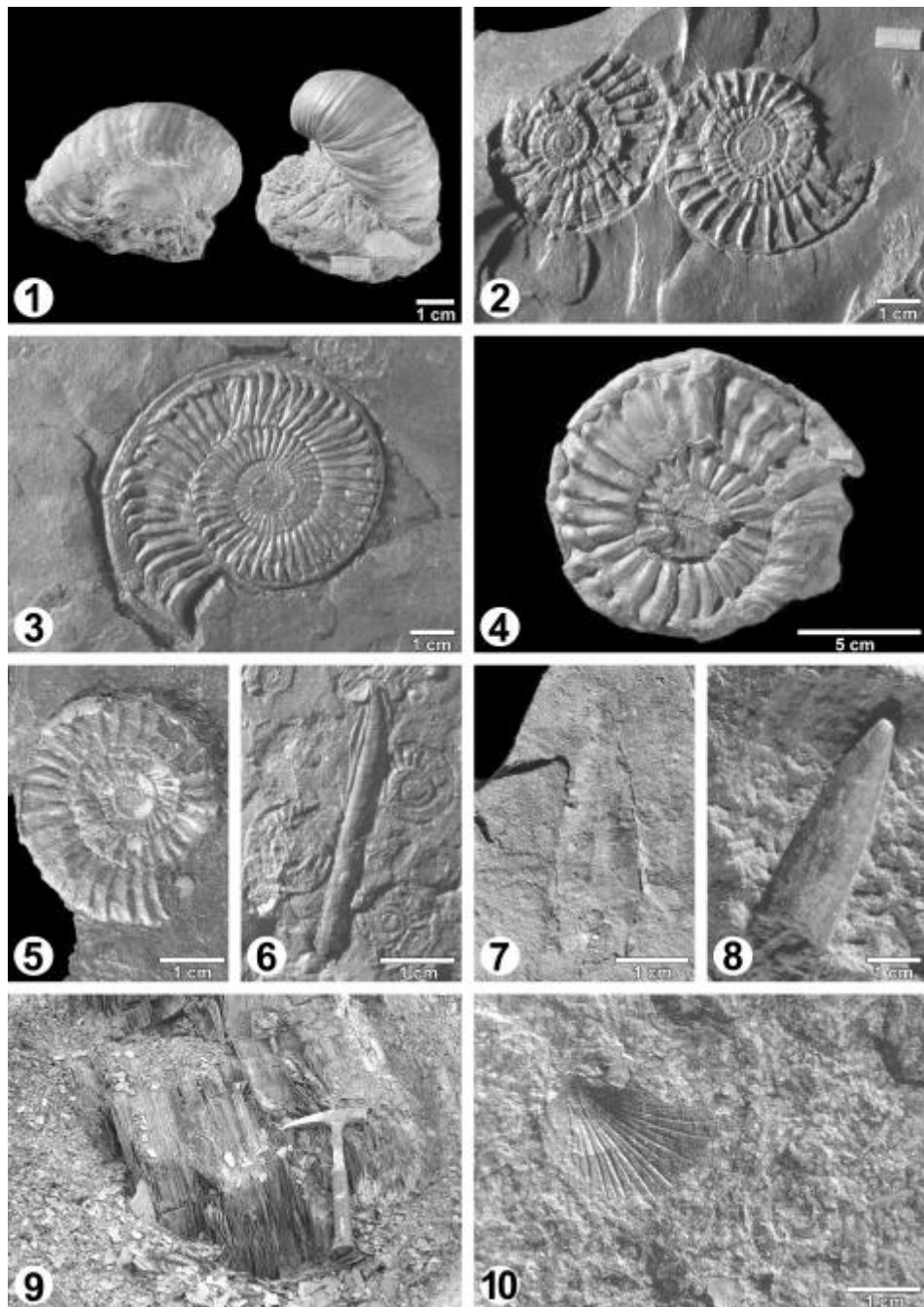
Das Schwarzjura-Profil (Abb. 13; Arietenschichten, Unteres Sinemur) wurde in der alten, inzwischen verfüllte Grube aufgenommen (Arp et al. 2000). Die Abfolge beginnt mit einer schlecht erschlossenen, schiefrigen Mergelkalkbank ("Gryphae-enbank"; ca. 30–50 cm) und wenige Dezimeter mächtige Mergel mit *Gryphaea arcuata* (Abb. 14, Fig. 1) und anderen Bivalven.

Darüber folgt eine „Mergelschiefer-Folge“ von etwa 11 m Mächtigkeit. Im basalen Bereich kommen vereinzelte, vollkörperlich erhaltene, pyritisierte Exemplare von *Euagassicerias resupinatum* und *Arnioceras* sp. (juvenile, schwach skulpierte Exemplare) vor. In ihrer Mitte ist eine auffällige Lage aus bis 20 cm mächtigen Karbonatkonkretionen eingeschaltet, welche sich durch radiale Schwundrisse auszeichnen (Septarien). Im unteren Drittel der Mergelschiefer findet sich ein etwa 1 m mächtiger Abschnitt, in welchem sich zahllose flachgedrückte Ammonoideen finden und den Großteil der geborgenen Fossilien geliefert hat: Auf den Schichtflächen finden sich zahllose Ammoniten bis 13 cm Durchmesser, insbesondere Arnioceraten (*Arnioceras oppeli*, *A. acuticarinatum*, *A. semicostatum*, *Arnioceras miserabile*) und *Euagassicerias resupinatum* (= "*E. sauzeanum*") (Abb. 14, Fig. 2-4). Zusammen mit mehreren Funden von *Arnioceras falcarius* (Abb. 14, Fig. 5) ist damit eine biostratigraphische Einstufung in die *sauzeanum*-Zone des Sinemuriums belegt. Damit liegt hier ein Äquivalent der "Sauzeanum-Bank" vor, wie sie vom nördlichen Harzvorland bekannt geworden ist (Merk 1966). Auch nördlich von Göttingen (Parsen) und in Göttingen selbst (Ascherberg) ist dieser Horizont als schiefrige Kalkbank voller Ammonitengehäuse ausgebildet (v. Koenen 1894, 1907; Brandes 1912; Rabitz 1961; Jordan 1984). Die Ammonitenanreicherung kann als kondensierter Profilabschnitt ("condensed section") einer maximalen eustatischen Meeresanstiegung interpretiert werden.

Die Muschelfauna wird durch eine artenarme Vergesellschaftung von dünn-schaligen, vorwiegend epibyssaten Formen repräsentiert, wie sie in schlecht durchlüfteten Sedimentationsräumen des Unterjura typisch ist: Neben "gewöhnlichen" Muscheln wie *Pseudomytiloides pinnaeformis*, *Oxytoma inaequalis*, und *Plagiostoma punctata* ist auch die lang ausgezogene, klingenartige *Gervillia* (*Cultripsis*) *lanceolata* zu finden (Abb. 14, Fig. 6), welche ein charakteristisches Element dieser Bivalvenvergesellschaftung bildet. Auch fand sich als Seltenheit ein Phragmokon eines coleoiden Tintenfisches (Abb. 14, Fig. 7). Belemniten wie *Nannobelus acutus* (Abb. 14, Fig. 8), im tiefern Lias noch eher untergeordnet vertreten, sind auch in der Tongrube Hottenrode nur vereinzelt zu finden.

Es folgt eine etwa 2,5 m mächtige Wechselfolge aus bituminösen, dünn-schichtigen Mergelschiefen (Abb. 14, Fig. 9), blockig brechenden bioturbaten Mergeln und schiefrigen Mergeln ("Ölschiefer-Chondrites-Mergel-Wechselfolge"). Verdrückte Arnioceraten finden sich in den Ölschiefen, sind jedoch schlechter erhalten und seltener als in den Mergelschiefen des tieferen Profilabschnittes. Bioturbate Mergel sind vollständig von Freßbauten (*Chondrites* sp.) durchsetzt, weitgehend entschichtet, enthalten jedoch häufig juvenile Ammonoideen sowie kleine dünn-schalige Bivalven (u. a. *Oxytoma inaequalis*, Abb. 14, Fig. 10) und Belemniten der

Art *Nannobelus acutus*. Der höhere Profilabschnitt umfaßt noch etwa 8 m rauhe, schiefrige Tonmergel („Tonmergel-Folge“), deren stratigraphische Stellung aufgrund ihrer Fossilarmut ungeklärt ist.



Aufschluss 6: Tongrube Friedland

Lage: TK 25 Blatt 4525 Friedland. R 35 63 450, H 56 48 870. Tongrube des Ziegelwerkes Friedland GmbH am westlichen Ortsrand.

Stratigraphische Stellung: Weser-Formation, Mittlerer Keuper, Karn.

Sedimentologie und Paläontologie: Die Tongrube erschließt ein über 45 m mächtiges Teilprofil der sogenannten Rote Wand mitsamt der Lehrbergbänke (Abb. 15). Der überwiegende Teil der Sedimentabfolge wird von rotbraunen, siltigen Tonsteinen gebildet.

Die rotbraunen Schlammablagerungen entstanden in weitläufigen Überschwemmungsebenen eines Playa-Playasee-Systems und sind durch Bodenbildungsvorgänge entschichtet. Letzteres ist erkennbar an Peloturbationsharnischen, der feinbrekziösen Struktur der Tonsteine und an Pseudoantiklinen. Eingeschaltet sind zahlreiche grünlichgraue Residualhorizonte, bestehend aus siltigem Tonstein mit Aggregaten aus sekundärem Kalzit, autigenen Quarzen und Gipsrelikten. Sie spiegeln anhaltende Überflutungen (Playasee-Phasen) mit Evaporitfällung wider (Echle 1961, Franke et al. 1977, Seegis 1997). Gut untersucht ist die mineralogische Zusammensetzung der rotbraunen Tonsteine: Neben Illit und Chlorit ist Corrensit ein Hauptbestandteil der Tonfraktion (Echle 1961). Letzteres Tonmineral wurde zeitweise als Hinweis auf hoch-salinare Bildungsbedingungen gewertet, fehlt aber in vielen anderen evaporitischen Ablagerungen wie z. B. dem Mittleren Muschelkalk (Lippmann 1956). Weiterhin sind Karbonat- und geringe Feldspat-Anteile in den rotbraunen Tonsteinen vertreten (Echle 1961).

Besonders interessant in diesem Aufschluß sind jedoch zwei in die rotbraune Tonsteinserie eingeschaltete Bereiche aus fossilführenden, karbonatischen Ablagerungen permanenter Seen (Abb. 15; Abb. 16, Fig. 1).

?

Abb. 14 Arietenschichten (Sinemurium) der Tongrube Hottenrode, Gemeinde Friedland. (1) *Gryphaea arcuata* aus der Gryphaebank; (2) *Arnioceras* cf. *acuticarinatum*, Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (3) *Euagassicerus resupinatum*, Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (4) *Arnioceras* sp., Top der Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (5) *Arnioceras falcaries*, Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (6) *Gervillia (Cultripsis) lanceolata*, Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (7) Phragmokon eines coleoiden Tintenfisches, Top der Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (8) *Nannobelus acutus*, Schicht 2 ("Sauzeanum-Bank"), *semicostatum*-Zone; (9) Bituminöse, dünnsschichtige Mergelschiefer (Schicht 18) der "Ölschiefer-Chondrites-Mergel-Wechselfolge", *semicostatum*-Zone; (10) Von Chondrites durchsetzter Mergelschiefer mit *Oxytoma inaequalis*, Schicht 17, *semicostatum*-Zone.

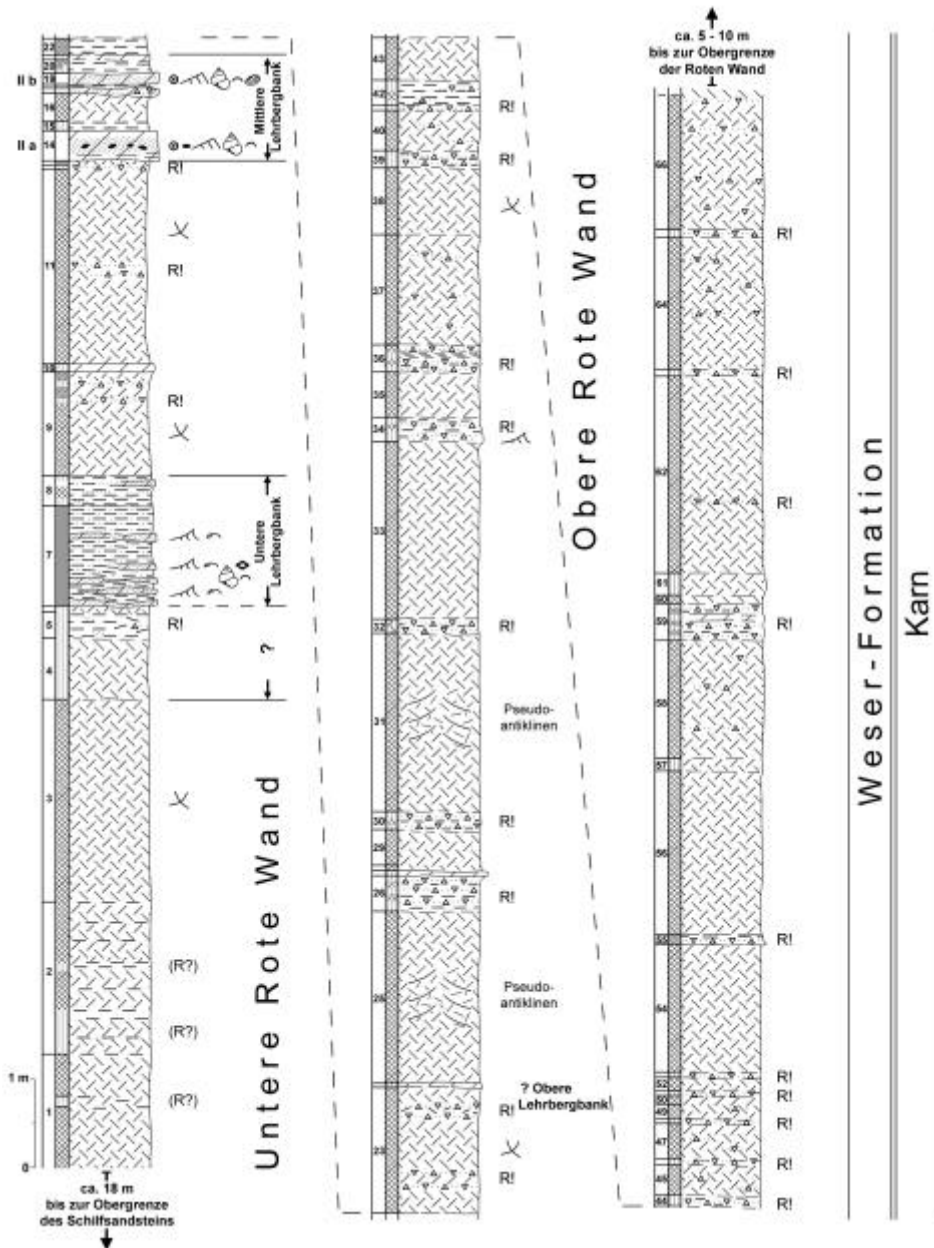


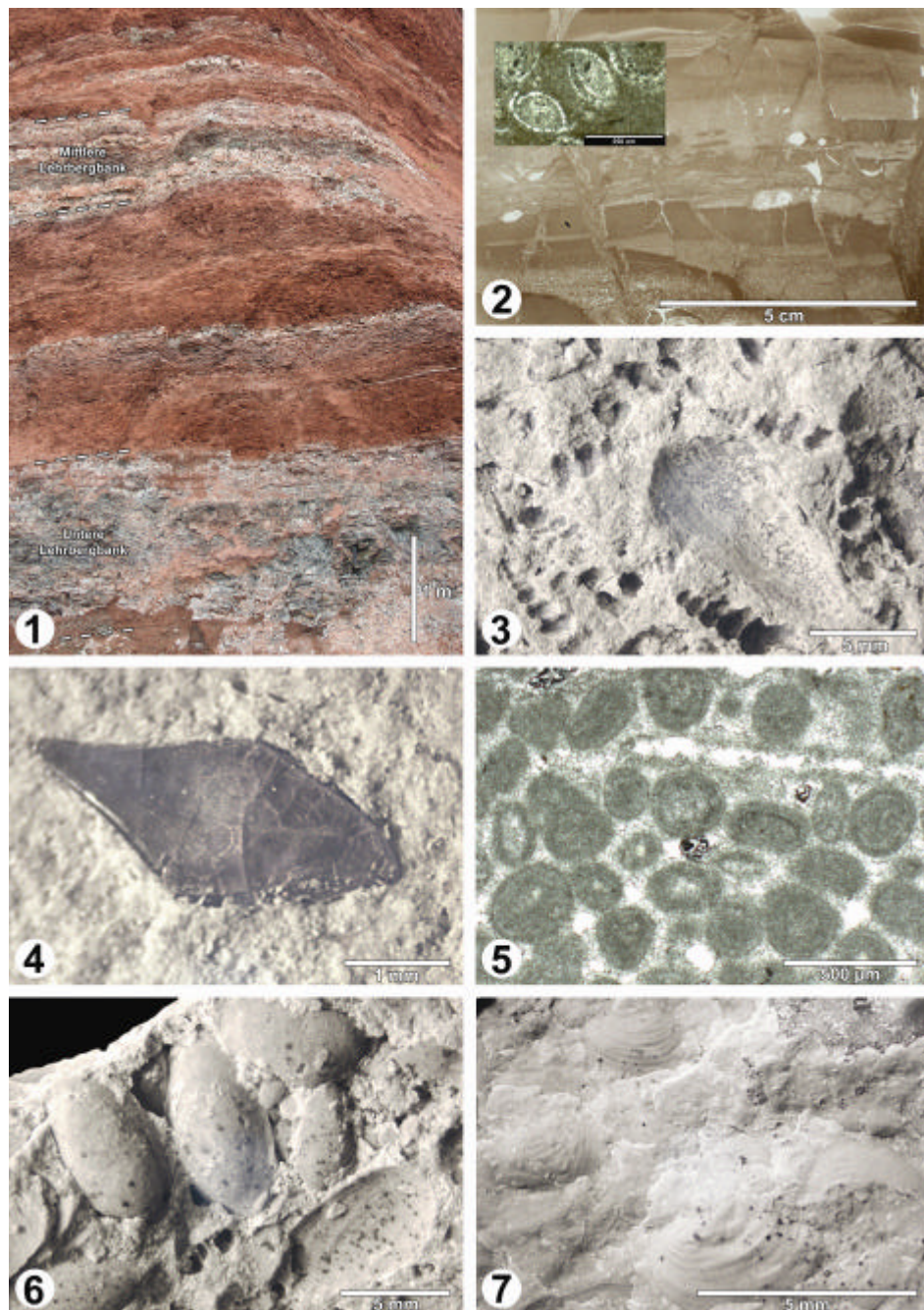
Abb. 15 Teilprofil der Weser-Formation (Karn) in der Tongrube Friedland, Gemeinde Friedland. Die Untergrenze der Roten Wand wurde ca. 18 m unter der Grubenbasis erbohrt. Die Lage der Obergrenze der Roten Wand ist derzeit nur grob abzuschätzen. Position der Lehrbergbänke nach Seegis (1997) [Legende s. Abb. 2].

Diese sogenannten "Lehrbergbänke" sind vor allem in süddeutschen Gebiet verbreitet und reichen mit einzelnen Ausläufern bis ins Osnabrücker Bergland und Thüringer Becken (Duchrow 1984, Seegis 1997).

Die "Untere Lehrbergbank" ist ein etwa 2,5–2,6 m grünlichgrauer Bereich (Abb. 16, Fig. 1). Der unterste Meter, bestehend aus schichtungslosen grünlichgrauen Tonsteinen, könnte noch den entfärbten Top der liegenden rotbraunen Tonsteine darstellen. Darauf folgen die eigentlichen Seeablagerungen mit einer Wechselfolge siltigen Dolomitsteine mit kleindimensionaler Schrägschichtung und dunkelgrauen laminierten Tonsteinen mit siltigen Hellglimmerlagen. Durch Entwässerungsstrukturen ist das Schichtungsgefüge stark gestört und wirkt flaserig (Abb. 16, Fig. 2). Die Schrägschichtung der Dolomitsteine geht teilweise auf Ostrakodensandlagen (Ostrakoden-Packstones mit *Bisulcoypris gwinneri*) zurück, welche aus Flachwasserbereichen eingeschwemmt wurden (Abb. 16, Fig. 2). Daneben sind lagenweise auch Gastropoden ("*Promathidia*" *theodorii*), Bivalven („*Unio*" *keuperinus*) und Fischschuppen zu finden (Abb. 16, Fig. 3-4). Seegis (1997) erwähnt zudem Estherien.

Durch etwa 3,5 m rotbraune Tonsteine getrennt folgt die "Mittlere Lehrbergbank", ein 1,3 bis 1,5 m mächtiger Abschnitt mit zwei weißgrauen Dolomitsteinbänken (Abb. 16, Fig. 1). Neben Dolomikriten (Mudstones) sind vor allem fossilreiche Oolithe (Ooid-Grainstones) entwickelt (Abb. 16, Fig. 5). Die kleinwüchsige, artenarme aber individuenreiche Fauna aus Gastropoden („*Promathidia*" *theodorii*) und Bivalven (*Unionites* sp.) liegt in Form von Lösungshohlräumen bzw. Steinkernen vor (Abb. 16, Fig. 6). Estherien (*Laxitextella* sp.) sind in feinkörnigen Lagen (Mudstones) zu finden (Abb. 16, Fig. 7). Die untere Teilbank zeigt neben Ooiden auch zentimetergroße Dolomitgerölle (Intraklasten). Die gut ausgewaschenen, schräggeschichteten Oolithe belegen eine deutliche Wasserströmung im flachen Randbereich des "mittleren Lehrbergsees". Paläogeographisch entspricht dies der westlichen Uferzone des Sees (Seegis 1997). Die in Süddeutschland verbreitete „Oberen Lehrbergbank“ ist im Profil der Tongrube Friedland nicht mit Sicherheit zu identifizieren.

Nach Seegis (1997) gehen die Lehrbergbänke auf langanhaltende Überflutungsereignisse (in der Größenordnung 1.000 bis 50.000 Jahre) zurück, welche zu meromiktischen Seen mit höhersalinarem Bodenwasserkörper und ausgesüßten bis schwach brackischen Oberflächenwasser geführt haben sollen. Auf jede größere Überflutung folgte eine schrittweise Eindunstung bis wieder Playa-Verhältnisse mit rotbraunen Überschwemmungsebenen dominierten.



Aufschluss 7: Tongrube Meurer

Lage: TK 25 Blatt 4525 Göttingen. R 35 63 325, H 57 09 725. Alte Tongrube der Ziegelei Meurer östlicher der Bahnlinie.

Stratigraphische Stellung: Pilonoten- und Angulatenschichten, Unterer Schwarzhura, Hettangium.

Sedimentologie und Paläontologie: Die Tongruben am südwestlichen Rand des Stadtgebietes von Göttingen boten ehemals ein nahezu vollständiges Profil von den Trileteschichten (Rhät) bis zu den höheren Angulatenschichten (Oberes Hettangium) (Stille 1932, Wüstemann 1991). Die neueren Gruben westlich der Bahnlinie (Wüstemann 1991) werden zur Zeit leider wieder verfüllt bzw. sind im Grundwasser abgesoffen. Hier waren auch die obersten 9 m der Trileteschichten mit gelbbraunen, glimmerreichen Feinsandsteinen, welche einem deltaischen Küstenbereich zugeordnet werden können (vgl. Schlüter 1992), erschlossen. Auf dem alten Grubengelände (Stille 1932) östlich der Bahnlinie befinden sich dagegen noch zugängliche Restaufschlüsse im Übergangsbereich von Pilonoten- zu Angulatenschichten. Die Schichten fallen hier mit 5° flach nach Norden ein (Wüstemann 1991).

Der derzeit noch erschlossene Bereich der Pilonotenschichten beginnt mit mehreren Metern blaugrauen schiefrigen Mergel mit zahlreichen Geodenlagen (Abb. 17; Abb. 18, Fig. 1). Diese Mergel sind äußerst makrofossilarm und lieferten nur im tieferen Teil einzelne *Pseudomytiloides* sp. Stille (1932) erwähnt aus dem Bereich *Psiloceras hagenovi*.

?

Abb. 16 Weser-Formation (Karn) der Tongrube Friedland. **(1)** Untere und Mittlere Lehrbergbank eingeschaltet in rotbraune Tonsteine der Roten Wand; **(2)** Dünschliffbild eines dunkelgrauen Dolomitsteins 32–38 cm über der Basis der Unteren Lehrbergbank mit zahlreichen Schichtstörungen infolge von Entwässerung ostrakodenreicher Lagen (Wechsel von Mudstones und Ostrakoden-Packstones). Die linsenförmigen bis faserigen hellen Lagen werden vorwiegend von Ostrakodenschalen (Detailbild) aufgebaut; **(3)** Abdrücke von *Unio keuperinus* und zahlreichen "*Promatildia*" *theodori*, Untere Lehrbergbank [leg. T. Löffler, Göttingen]; **(4)** Ganoidschuppe eines semionotiden Fisches aus der Unteren Lehrbergbank; **(5)** Dünschliffbild eines weißgrauen oolithischen Dolomitsteins der Mittleren Lehrbergbank, Schicht 14. Die konzentrisch-schaligen Ooide bilden ein korngestütztes Gefüge, welches durch einen saumartigen mikrosparitischen Dolomit zementiert wird (Ooid-Grainstone). Schalenbruchstücke sind gelöst und liegen in Form dünner mikrokristalliner Dolomithüllen vor; **(6)** Steinkerne von *Unionites* sp. aus der Mittleren Lehrbergbank [leg. T. Löffler, Göttingen]; **(7)** Abdrücke von *Estheria* (*Laxitextella* sp.) aus der Mittleren Lehrbergbank, Schicht 19 [leg. T. Löffler, Göttingen].

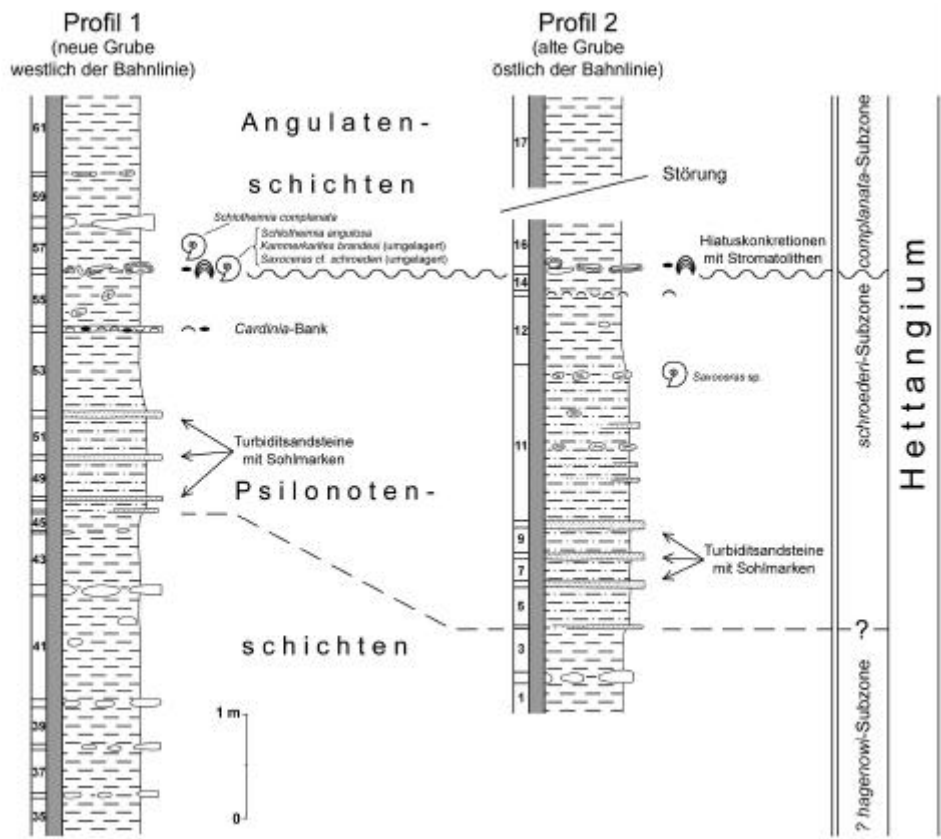


Abb. 17 Profil des Grenzbereichs Pylonotenschichten-Angulatusschichten (Hettangium) in den Tongruben Meurer, Göttingen-Rosdorf. Die Grenze wird durch eine Schichtlücke mit angebohrten Hiatuskonkretionen markiert, welche von aphotischen Stromatolithen umkrustet sind [Legende s. Abb. 2].

Auf diese monotone blaugraue Mergelserie folgen zunächst 2,0–2,4 m graue siltige schiefrige Mergel mit zentimeterdünnen, bioturbaten Siltsteinbänkchen. In den untersten Meter dieser siltigen Mergel sind bis zu drei harte Feinsandsteinbänkchen von jeweils 2–6 cm Mächtigkeit eingeschaltet, welche sich durch flachwinkelige Schrägschichtung und Sohlmarken (Schleif- und Stechmarken) auszeichnen. Weiterhin sind Spurenfossilien (*Zoophycos* sp., *Phycodes* sp.) an den Bankunterseiten häufig (Abb. 18, Fig. 2). Die Ausrichtung der Sohlmarken belegt eine Schüttung dieser Turbidite aus Osten (Abb. 18, Fig. 3). In den obersten 15 cm der siltigen Mergel treten erste fossilführende Geoden mit *Saxoceras* sp. auf. Es folgen 0,8–0,9 m graue schiefrige Mergel mit unregelmäßig eingestreuten Geoden. Ein Teil der in der Grube lose aufgesammelten Ammoniten (Abb. 18, Fig. 4-5), wie auch die von Brandes (1912) und Lange (1941) beschriebenen Altfunde von *Saxoceras*

schroederi, *Saxoceras crassicosta* und *Kammerkarites brandesi*, dürften diesem Bereich entstammen (*schroederi*-Subzone sensu Lange 1941). Etwa 20 cm unter Top dieses Mergelpaketes ist ein 1–2 cm dünnes pyritreiches Schillbänkchen aus *Cardinia*- und *Liostraea*-Schalen eingeschaltet.

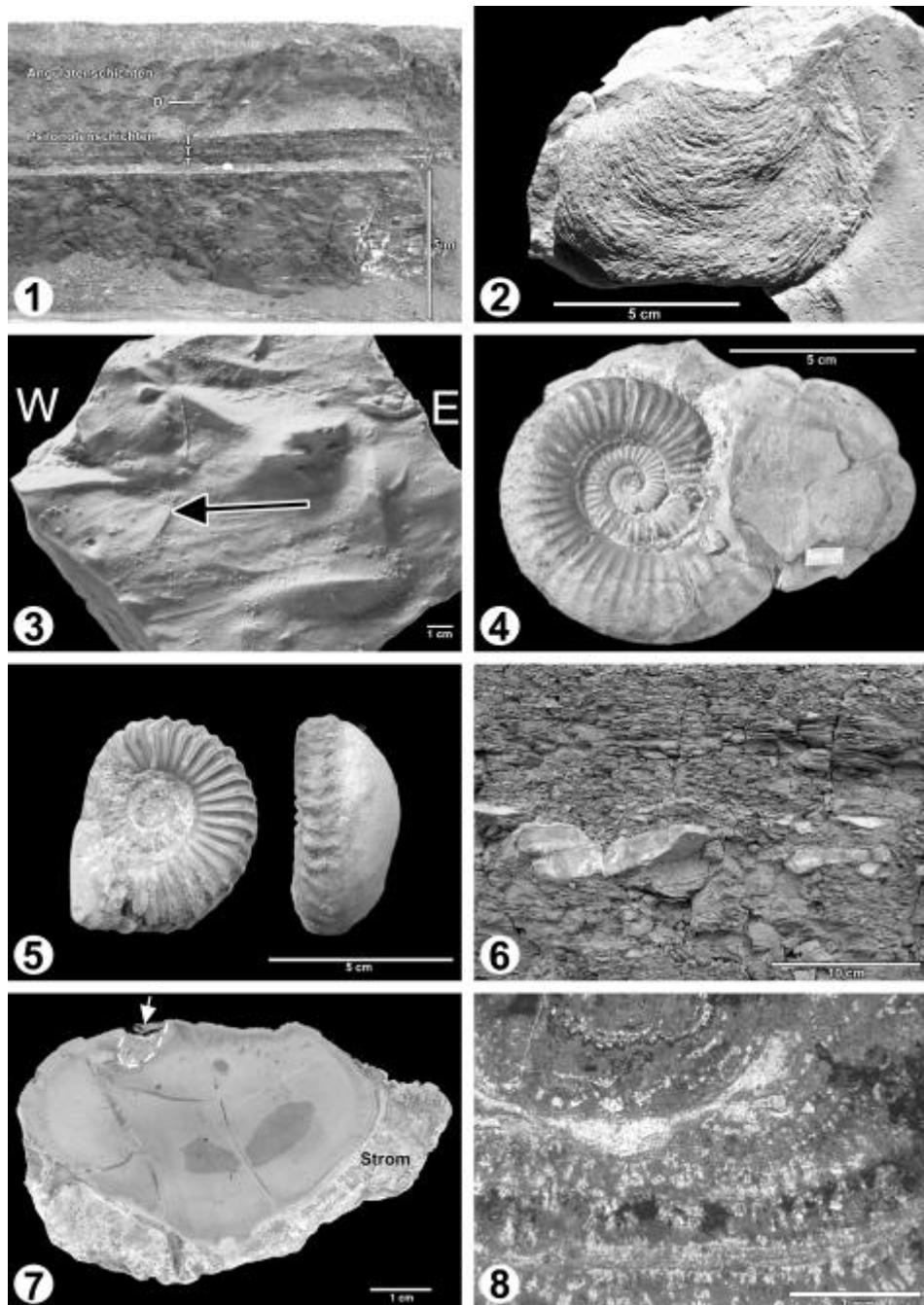
Die Basis der Angulatenschichten erscheint in Form einer bis 5 cm dicken Aufarbeitungslage aus angebohrten Hiatus-Konkretionen mit stromatolithischen Krusten (Abb. 18, Fig. 6-8). In diesen umgelagerten Konkretionen fanden sich *Saxoceras* cf. *schroederi*, *Kammerkarites brandesi* sowie *Cenoceras* sp., *Pleurotomaria* sp. und *Plagiostoma giganteum*. In einem Dünnschliff konnte zusätzlich ein koralliner Schwamm zwischen den Konkretionen nachgewiesen werden. Die Mergel um die Hiatuskonkretionen enthalten bereits *Schlotheimia angulosa*, wohingegen die unmittelbar folgenden Mergel auch das Leitfossil für die *complanata*-Subzone *Schlotheimia complanata* führen. Demnach fehlen in Göttingen bisher Hinweise auf den tieferen Teil der *angulata*-Zone wie auch auf den höchsten Teil der *liasicus*-Zone (*laqueus*-Subzone).

Die Stromatolithen sind pyritreich, äußerst fein laminiert und wachsen ohne bevorzugte Richtung (z. T. auch in Hohlräume wie Bohrlöchern oder Cephalopodengehäusen). Im Gegensatz zu typischen cyanobakteriellen Stromatolithen fehlt ihnen ein Fenstergefüge wie auch Filamentspuren. Stattdessen sind vielfach bäumchenartige, *Frutexitis*-artige Mikrostrukturen entwickelt (Abb. 18, Fig. 8). Derartige Stromatolithe sind auch im Schwarzzura des süddeutschen Raumes verbreitet, sind immer an Kondensationshorizonte gebunden und werden auf nicht-phototrophe Bakteriengemeinschaften ohne Beteiligung von Cyanobakterien zurückgeführt („aphotische Stromatolithe“, Keupp & Arp 1990; Böhm & Brachert 1993). Eine Beteiligung von Pilzen wird aufgrund hyphenartiger Mikrostrukturen diskutiert (Keupp & Arp 1990).

Über der basalen Aufarbeitungslage der Angulatenschichten waren zeitweise bis zu 30 m schiefrige Mergel erschlossen, ohne daß die Feinsandstein-führenden obersten Bereiche der Angulatenschichten erreicht wurden. Einzelnen Lagen dieser Mergel enthalten neben Echiniden und Ophiuren auch als Besonderheit vollständige Holothurien (Wüstemann 1991, Haude 2004).

Danksagung

Für die Erlaubnis, im Rahmen der Exkursion Aufschlüsse betreten zu dürfen, danken wir Prof. Dr. Hanns Höfle (Forstamt Bovenden), Prof. Dr. Wolfgang Schmidt (Institut für Waldbau Universität Göttingen), Forstoberrat Martin Johannes Levin (Stadtforstamt Göttingen), Herrn Dipl.-Ing. Rainer Nothdurft (Ziegelwerk Friedland GmbH), Freiherr Melchior von Bodenhausen (Niedergandern), Herrn Rolf Meurer (Rosdorf), Herrn Klaus-Peter und Frau Jutta Hesse (Rosdorf) und Herrn Wilhelm Steinwachs (Göttingen). Frau Hildburg Tippach-



Kemmling (Fachdienst Umwelt/Untere Naturschutzbehörde Stadt Göttingen) und Herr Volkmar Kießling (Untere Naturschutzbehörde Landkreis Göttingen) waren bei der Vermittlung der Genehmigungen behilflich. Wertvolle Hinweise zu den hier vorgestellten Aufschlüssen verdanken wir Herrn Dipl.-Geol. Thomas Löffler (Göttingen), Dr. Hans Jahnke (Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen), Prof. Dr. Josef Paul (Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen) und Herrn Dipl.-Geol. Ullrich Vath (Reinhausen). Der Preussag Energie GmbH Lingen sei gedankt für die Erlaubnis zur Verwendung und Publikation von Daten der Erdölaufschlußbohrung Dransfeld 1. Herrn Dipl.-Geol. Hagen Hopf (Weimar) sei für die Überlassung eines Ammoniten aus der Tongrube Meurer gedankt. Herrn Dr. Gert Bloos (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) verdanken wir einen gemeinsamen Besuch der Aufschlüsse Meurer und Levin, die Profilaufnahme des Aufschlusses Levin sowie wertvolle Hinweise zur Synonymie und Bestimmung von Lias-Ammoniten und zur Biostratigraphie des Lias. Dr. Friedrich Bielert (Braunschweig) stellte freundlicherweise das Foto eines Seesterns aus Herberhausen zur Verfügung. Ihnen allen sei für Ihre Unterstützung gedankt.

?

Abb. 18 Pylonotenschichten und Angulatenschichten (Hettangium) der Tongrube Meurer, Göttingen-Rosdorf. **(1)** Geoden-führende Tonsteine der Pylonotenschichten mit drei Turbiditsandsteinen (I), gefolgt von Tonsteinen der Angulatenschichten mit basaler Diskontinuität (D). Neue Grube westlich der Bahnlinie; **(2)** Unterseite einer turbiditischen Feinsandsteinbank mit dem Spurenfossil *Zoophycos* isp. aus den höheren Pylonotenschichten. Lose aufgesammelt, vermutlich Schicht 8 oder 10, alte Grube östlich der Bahnlinie; **(3)** Unterseite einer turbiditischen Feinsandsteinbank mit Schleif- und Stechmarken, welche eine Schüttung aus östlicher Richtung belegen. Höhere Pylonotenschichten, Schicht 50, neue Grube westlich der Bahnlinie; **(4)** Kammerkarites brandesi (Lange) aus den höchsten Pylonotenschichten, schroederi-Subzone. Lose aufgesammelt, vermutlich Schicht 12, alte Grube östlich der Bahnlinie [Exemplar freundlicherweise überlassen von Hagen Hopf, Weimar]; **(5)** *Saxoceras crassica* Lange aus den höchsten Pylonotenschichten, schroederi-Subzone. Lose aufgesammelt, vermutlich Schicht 12, alte Grube östlich der Bahnlinie; **(6)** Stromatolith-umkrustete Hiatuskonkretionen markieren die Diskontinuität an der Grenze Pylonotenschichten-Angulatenschichten. Alte Grube östlich der Bahnlinie; **(7)** Polierter Anschliff einer Hiatuskonkretion mit Anbohrung (Pfeil) und stromatolithischer Umkrustung (Strom). Orientierung mit Wachstumsbasis oben entsprechend der Fundsituation; **(8)** Dünnschliffbild der aphotische, pyritreichen Stromatolithkruste von Fig. 7 mit bäumchenartigen Wachstumsmustern. Orientierung entsprechend der Fundsituation. Sowohl Filamentspuren ehemaliger Cyanobakterien wie auch das für photische Stromatolithe oft typische Fenstergefüge fehlen.

Literaturverzeichnis

- Arp, G., Persch, D., Reimer, A., Reitner, J. & Sosnitza, M. 2000. Lias-Fossilien aus der Tongrube Eichenberg, Nordhessen. *Fossilien* **17** (2): 108-113; Korb.
- Ashry, M. M. 1964. Petrographie des Præzechsteins der Bohrung „Dransfeld 1“. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie* **11**: 49-90; Berlin.
- Baales, M., Jöris, O., Street, M., Bittmann, F., Weniger, B. & Wiethold, J. 2002. Impact of the Late Glacial eruption of the Laacher See volcano, Central Rhineland, Germany. *Quaternary Research* **58**: 273-288; Orlando, Fla.
- Beer, W. (1977): Röt und Unterer Muschelkalk am Ostrand des Göttinger Waldes zwischen Södderich und Billingshausen (TK 25: 4425 Göttingen, 4426 Waake, 4326 Lindau). [unveröffentlichte] Diplomarbeit und Diplomkartierung, Geologisch-Paläontologisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen: 176 S., 1 Kt.; Göttingen.
- Beutler, G., Hauschke, N. & Nitsch, E. 1999a. Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): *Trias - Eine ganz andere Welt*: 129-174; München (Pfeil-Verlag).
- Beutler, G., Farrenschon, J., Hauschke, N., Oppermann, K. & Seeling, M. 1999b. Das Typusprofil der Weser-Formation (Oberer Gipskeuper, Mittlerer Keuper) nördlich Polle/Weser (südliches Niedersachsen). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften* (B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie) **21**: 55-66; Halle/S.
- Bielert, U. & Bielert, F. 1995. Encriniden aus dem Bereich der Basiskonglomeratbänke des Unteren Muschelkalkes von Weißenborn (Süd-niedersachsen). *Der Aufschluss* **46**: 23-31; Heidelberg.
- Bindig, M. & Backhaus, E. 1995. Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. *Geologisches Jahrbuch Hessen* **123**: 69-105; Wiesbaden.
- Blake, D. B. & Hagdorn, H. 2003. The Asteroidea (Echinodermata) of the Muschelkalk (Triassic of Germany). *Paläontologische Zeitschrift* **77**: 23-58; Stuttgart.
- Bogaard, P. van den & Schmincke, H. U. 1985. Laacher See Tephra; a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. *Geological Society of America, Bulletin* **96** (12): 1554-1571; Boulder, Colo.
- Bogaard, P. van den 1995. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See tephra (12,900 yr BP); chronostratigraphic and petrological significance. *Earth and Planetary Science Letters* **133** (1-2): 163-174; Amsterdam.
- Böhm, F. & Brachert, T. C. 1993. Deep-water Stromatolites and *Frutextites* Maslow from the Early and Middle Jurassic of S-Germany and Austria. *Facies* **28**: 145-168; Erlangen.
- Bottke, H. 1969. Das Eisenerzlager des Lias ? der Grube Marie-Caroline. *Geologisches Jahrbuch, Beihefte* **79**: 85-92; Hannover.
- Brandes, T. 1912. Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Egge-Gebirge mit einer Revision seiner Gliederung: Ein Beitrag zur Palaeogeographie und Meereskunde der Vorzeit. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band* **33**: 325-508; Stuttgart.
- Brinkmann, R. 1932. Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. *Abhandlungen der preußischen geologischen Landesanstalt (Neue Folge)* **139**: 101-135; Berlin.

- Brocke, R. & Riegel, W. 1996. Phytoplankton responses to shoreline fluctuations in the Upper Muschelkalk (Middle Triassic) of Lower Saxony (Germany). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **200** (1-2): 53-73; Stuttgart.
- Brüning, U. 1986. Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **90**: 3-125; Hannover.
- Chan, M. A. 1999. Triassic loessite of North-Central Utah: stratigraphy, petrophysical character, and paleoclimate implications. *Journal of Sedimentary Research* **69**: 477-485; Tulsa, Okla.
- Chanda, S. 1962. Untersuchungen zur pliozänen und pleistozänen Floren- und Vegetationsgeschichte im Leinetal und im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). *Geologisches Jahrbuch* **79**: 783-844; Hannover.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) 2002. *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*.
- Duchrow, H. 1984. Keuper. In: Klassen, H. (Ed.): *Geologie des Osnabrücker Berglandes*: 221-334; Osnabrück (Naturwissenschaftliches Museum).
- Dükel, H. & Vath, U. 1990. Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Südniedersachsen). *Geologisches Jahrbuch Hessen* **118**: 87-126; Wiesbaden.
- Echle, W. 1961. Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie* **8**: 28-59; Berlin.
- Eckhardt, F. J. 1979. Der permische Vulkanismus Mitteleuropas. *Geologisches Jahrbuch (D: Mineralogie, Petrographie, Geochemie, Lagerstättenkunde)* **35**: 1-84; Hannover.
- Ernst, R. & Löffler, T. 1993. Crinoiden aus dem Unteren Muschelkalk (Anis) Südniedersachsens. In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.): *Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg* **2**: 223-233; Stuttgart.
- Fabian, H. J. 1957. Die Bohrung „Northeim 1“. Ergebnisse eines regionalgeologisch interessanten Aufschlusses am Leinetalgraben. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **105**: 113-122; Stuttgart.
- Franke, W., Paul, J. & Schröder, H. G. 1977. Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Gebiet des Leinetal-Grabens (Trias, Tertiär). *Exkursionsführer Geotagung 1977 II*: 41-62 [Exkursion 1]; Göttingen.
- Gast, R. E. 1991. The perennial Rotliegend saline lake in NW Germany. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **119**: 25-59; Hannover.
- Gebhardt, H., Hugenroth, P. & Meyer, B. 1969. Pedochemische Verwitterung und Mineral-Umwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* **11**: 1-83; Göttingen.
- Götz, A. (1996): Fazies und Sequenzanalyse der Oolithbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. *Geologisches Jahrbuch Hessen* **124**: 67-86; Wiesbaden.

- Grüger, E., Jordan, H., Meischner, D. & Schlie, P. 1994. Mittelpleistozäne Warmzeiten in Göttingen, Bohrungen Ottostraße und Akazienweg. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **134**: 167-210; Hannover.
- Hagdorn, H. & Simon, T. 1983. Ein Hartgrund im Unteren Muschelkalk von Göttingen. *Der Aufschluß* **34**: 255-263; Heidelberg.
- Haubold, H. 1971. Die Tetrapodenfährten des Buntsandsteins in der Deutschen Demokratischen Republik und in Westdeutschland und ihre Äquivalente in der gesamten Trias. *Paläontologische Abhandlungen (A: Paläozoologie)* **4** (3): 395-600; Berlin.
- Haude, R. 1970. Die Entstehung von Steinsalz-Pseudomorphosen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* [**1970**] (1): 1-10; Stuttgart.
- Haude, R. 2004. Worm holothurians from the Lower Jurassic of Göttingen, Germany. In: Heinzeller, T. (ed.): *11th International Echinoderm Conference, Munich, Germany, Oct 6-10, 2003*: o. S. [S. 118]; München.
- Hauschke, N. 1989. Steinsalzkristallmarken – Begriff, Deutung und Bedeutung für das Playa-Playasee-Faziesmodell. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **140**: 355-369; Hannover.
- Hedemann, H. A. 1957. Die Gewölbestruktur des Sollings und ihre Entstehung. *Geologisches Jahrbuch* **72**: 529-638; Hannover.
- Hentschel, J. 1961. Die Faciesunterschiede im Flöz Staßfurt des Kalisalzbergwerks Königshall-Hindenburg. *Kali und Steinsalz* **3** (5): 137-157; Essen.
- Herrmann, A. & Hofrichter, E. 1963. Die Hardeggen-Folge (Abfolgen 1-4) des Mittleren Buntsandsteins in der nördlichen Hessischen Senke. *Geologisches Jahrbuch* **80**: 561-652; Hannover.
- Herrmann, A., Hinze, C. & Stein, V. 1967. Die halokinetische Deutung der Elfas-Überschiebung im südniedersächsischen Bergland. *Geologisches Jahrbuch* **84**: 407-462; Hannover.
- Hinze, C. & Jordan, H. 1981. Die Westrandstörung des Harzes. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **132**: 17-28; Hannover.
- Hinze, C. 1967. Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. *Geologisches Jahrbuch* **84**: 637-716; Hannover.
- Hoffmann, V.-E. 2004. Sedimentologie und Paläontologie des Rhätkeupers der Tongrube Hottenrode (Ober-Trias, Landkreis Göttingen) an der Grenze zu Nordhessen. [*unveröffentlichte*] Bachelorarbeit, Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universität Göttingen: 42 S., 7 Taf.; Göttingen.
- Hornstein, F. 1876. Mittheilungen an Professor H. B. Geinitz. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* [**1876**]: 923-924; Stuttgart.
- Huene, F. von 1902. Übersicht über die Reptilien der Trias. *Geologische und Palaeontologische Abhandlungen (Neue Folge)* **6** (1): 1-84; Jena.
- Huene, F. von 1907-1908. Die Dinosaurier der Europäischen Triasformation mit Berücksichtigung der aussereuropäischen Vorkommnisse. *Geologische und Palaeontologische Abhandlungen, Supplement* **1**: 1-419, 111 Taf.; Jena.

- Johnson, S. Y. 1989. Significance of loessite in the Maroon Formation (Middle Pennsylvanian to Lower Permian), Eagle Basin, northwest Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* **59**: 782-791; Tulsa, Okla.
- Jordan, H. 1984. *Erläuterungen zur geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Blatt Nr. 4325 Nörten-Hardenberg*. 148 S., 1 Kt.; Hannover.
- Jung, S. & Hörnes, S. (2000): The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere-lithosphere interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **99**: 27-53; Amsterdam.
- Käding, K. C. 1978. Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. *Geologisches Jahrbuch Hessen* **106**: 123-130; Wiesbaden.
- Käding, K. C. 2000. Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge). *Kali und Steinsalz* **13** (14): 86-96; Essen. [= *Glückauf* **136**: 760-770]
- Keupp, H. & Arp, G. 1990. Aphotische Stromatolithe aus dem süddeutschen Jura. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A: Geologie und Paläontologie)* **124**: 3-33; Berlin.
- Koenen, A. von 1894. *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt No. 28 Göttingen*: 58 S.; Berlin (Schropp) [2. Aufl. 1907]
- Krämer, F. & Kunz, H. 1964. Fährtenfunde von *Chirotherium barthi* Kaup in der untersten Solling-Folge (Oberer Buntsandstein). *Naturwissenschaften* **51**: 11; Berlin.
- Krämer, F. & Kunz, H. 1966. *Chirotherium*, das 'unbekannte' Tier. *Natur und Museum* **96**: 12-19; Frankfurt.
- Krebs, B. 1969. *Ctenosauriscus koeneni* (v. Huene), die Pseudosuchia und die Buntsandstein-Reptilien. *Eclogae geologicae Helvetiae* **62**: 697-714; Basel.
- Lange, W. 1922. Über neue Fossilfunde aus der Trias von Göttingen. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **74**: 162-168; Berlin.
- Lange, W. 1941. Die Ammonitenfauna der Psiloceras-Stufe Norddeutschlands. *Palaeontographica (A: Paläozoologie)* **93**: 1-216, 20 Taf.; Stuttgart.
- Langheinrich, G. 1966. Syndiagenetische Fossildeformation im untersten Lias (Hettngium) von Göttingen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* [1966] (11): 666-680; Stuttgart.
- Lippmann, F. 1956. Clay minerals from the Röt Member of the Triassic near Göttingen, Germany. *Journal of Sedimentary Petrology* **26**: 125-139; Tulsa, Okla.
- Lotze, F. 1932. Der Südteil des Göttinger Leinetalgrabens und der Eichenberger Grabenknoten. *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt (Neue Folge)* **139**: 5-48; Berlin.
- Lukas, V. 1991. Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen - ein Abbild kurzzeitiger Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken. *Geologisches Jahrbuch Hessen* **119**: 119-175; Wiesbaden.
- Meischner, K. D. 1962. Neue Funde von *Psammolimulus gottingensis* (Merostomata, Xiphosura) aus dem Mittleren Buntsandstein von Göttingen. *Paläontologische Zeitschrift* [H. Schmidt-Festband]: 185-193; Stuttgart.
- Merkt, J. 1966. Über *Euagassicerias resupinatum* (SIMPSON), Ammonoidea, aus der Sauzeanumbank Nordwestdeutschlands. *Geologisches Jahrbuch* **84**: 23-88; Hannover.

- Müller, M., Boigk, H., Füchtbauer, H., Malzahn, E., Eckardt, F. J. & Mattiat, B. 1961. Schichtenverzeichnis und geologischer Bericht über die Aufschlußbohrung Dransfeld 1. *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Bohrrakte* **33198**; Hannover.
- Murawski, H. 1953. Die Entwicklungsgeschichte des Jüngeren Tertiär westlich des Leine-
talgrabens. *Geologisches Jahrbuch* **67**: 495-528; Hannover.
- Murawski, H. 1956. Die tertiären Basaltvorkommen der Umgebung von Göttingen. Wert
und Ausmaß ihrer geologischen Aussage. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*
[1956] (1): 1-31; Stuttgart.
- Neuweiler, F., Peckmann, J. & Ziems, A. 1999. Sinusoidally deformed veins („Sigmoidal-
klüftung“) in the Lower Muschelkalk (Triassic, Anisian) of Central Germany: sheet
injection structures deformed within the shallow subsurface. *Neues Jahrbuch für Geologie
und Paläontologie, Abhandlungen* **214**: 129-148; Stuttgart.
- Olsen, H. 1988. The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example
from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein) in W-Germany. *Geolo-
gische Rundschau* **77**: 797-814; Stuttgart.
- Paul, J. & Franke, W. 1977. Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk-
Grenze bei Göttingen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* [1977] (3):
148-177; Stuttgart.
- Paul, J. 1982. Der Untere Buntsandstein im Germanischen Becken. *Geologische Rundschau* **71**:
795-811; Stuttgart.
- Paul, J. 1993. Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die
Eichsfeld-Altmark-Schwelle. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR
Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **131**: 197-218; Hannover.
- Paul, J. 1998. Milankovitch Cycles in the Lower and Middle Buntsandstein (Lower Triassic,
Central Europe) (Abstract). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften (B: Geologie, Paläontologie,
Mineralogie), Beiheft* **5**: 135-136; Halle/S.
- Paul, J. 1999. Fazies und Sedimentstrukturen des Buntsandsteins. In: Hauschke, N. &
Wilde, V. (Hrsg.): *Trias – Eine ganz andere Welt*: 105-114; München (Pfeil-Verlag).
- Paul, J. 2002. Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke.
Geologisches Jahrbuch Hessen **129**: 55-78; Wiesbaden.
- Peryt, T. M. & Peryt, D. 1977. Zechstein foraminifera from the Fore-Sudetic monocline
area (West Poland) and their palaeoecology. *Annales de la Société Géologique de Pologne* **47**:
301-326; Warszawa.
- Rabitz, G. 1961. Foraminiferen des Göttinger Lias. [unveröffentlichte] Dissertation, Georg-
August-Universität Göttingen: 154 S.; Göttingen.
- Rebers, H. 1987. Oberer Muschelkalk und Unterer Keuper im Einschnitt der DB-
Neubaustrecke Hannover-Würzburg (km 105,600–108,420) südlich Olenhusen bei
Göttingen (Trias, südliches Niedersachsen). [unveröffentlichte] Diplomarbeit, Geologisch-
Paläontologisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen: 86 S.; Göttingen.
- Rettberg, H. 1991. Die Foraminiferen-Fauna der Wasserbohrung Milchhof Göttingen aus
dem Lias. [unveröffentlichte] Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut, Georg-August-
Universität Göttingen: 137 S., 9 Taf., 4 Anl.; Göttingen.

- Richter-Bernburg, G. 1985. Zechstein-Anhydrite. Fazies und Genese. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **85**: 3-82; Hannover.
- Ritzkowski, S. 1990. Die Schichtenfolge des Lias (Unterer Jura) im Raum Göttingen. [unveröffentlichter] *Abschlußbericht, Niedersächsisches Ministerium für Wissenschaft und Kunst*: 74 S., 31 Anl.; Göttingen.
- Ritzkowski, S. 1999. Der Göttinger Leine-Graben im Paläogen (südliches Niedersachsen). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **214** (1): 237-256; Stuttgart.
- Rohdenburg, H. 1965. Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. *Giessener Geographische Schriften* **7**: 1-76; Giessen.
- Rosinus, M. R. 1719. *Tentaminis de Lithozois ac Lithophytis olim marinis iam vero subterraneis prodromus: sive, de Stellis Marinis quondam nunc fossilibus disquisitio*: 88 S.; Hamburgi [Hamburg] (Typis Nicolai Sauer).
- Rüffer, T. 1996. Seismite im Unteren Muschelkalk westlich von Halle (Saale). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften (B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie)* **18**: 119-130; Halle/S.
- Schlüter, H. & Schmidt, H. 1927. *Voltzia*, *Yuccites* und andere neue Funde aus dem südhannoverschen Buntsandstein. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie (B: Geologie und Paläontologie), Beilage-Band* **57**: 12-27, Taf. II-IV; Stuttgart.
- Schlüter, P. 1992. Palynologie des Rhät-Lias-Grenzbereichs im Neubaugebiet von Weende-Nord bei Göttingen. [unveröffentlichte] *Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen*: 105 S., 10 Taf., 1 Anl.; Göttingen.
- Schmidt, H. 1928. Exkursion nach Diemarden und Bremke (Muschelkalk und Buntsandstein). *Paläontologische Zeitschrift* **9**: 2-4; Berlin.
- Schott, W. 1930. Überschiebungerscheinungen bei Marzhausen südlich Göttingen. *Abhandlungen der preussischen geologischen Landesanstalt (Neue Folge)* **116**: 233-237; Berlin.
- Schröder, H. G. 1977. Geologie und Tektonik am Leinetal-Graben-Rand zwischen Boven- den und Nörten-Hardenberg. [unveröffentlichte] *Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen*: 133 S.; Göttingen.
- Schultze, H. P. & Möller, H. 1986. Wirbeltierreste aus dem Mittleren Muschelkalk (Trias) von Göttingen, West-Deutschland. *Paläontologische Zeitschrift* **60**: 109-129; Stuttgart.
- Schüssler, P. 1989. Geologie des Ostteils der Dransfelder Hochfläche westlich Göttingen. Teil 1: Geologische Kartierung des Ostteils der Dransfelder Hochfläche zwischen Dransfeld, Varmissen, Jühnde und Meensen. Teil 2: Die tertiärzeitlichen Sedimente im Ostteil des Dransfelder Stadtwaldes. Sedimentologie, Stratigraphie, Fazies. [unveröffentlichte] *Diplomarbeit und Diplomkartierung, Geologisch-Paläontologisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen*: 73+70 S., 1 Taf., 79 S. Anh., 5 Beil.; Göttingen.
- Schweizer, R. 1966. Ein Coelacanthide aus dem Oberen Muschelkalk Göttingens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **125**: 216-226; Stuttgart.
- Seegis, D. 1997. *Die Lehrbergsschichten im Mittleren Keuper von Süddeutschland: Stratigraphie, Petrographie, Paläontologie, Genese*: 382 S., Remshalden (Verlag Manfred Hennecke).
- Seppelt, S. 2004. Sedimentologie und Paläontologie des Unteren Muschelkalks im Profil Forststeinbruch Herberhausen (Göttinger Wald). [unveröffentlichte] *Bachelorarbeit, Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universität Göttingen*: 27+20 S.; Göttingen.

- Simon, P. 1967. Feinstratigraphische und paläogeographisch-fazielle Untersuchungen des Staßfurt-Steinsalzes (Zechstein 2) im Kalisalzbergwerk "Königshall-Hindenburg". *Geologisches Jahrbuch* **84**: 341-366; Hannover.
- Stille, H. & Lotze, F. 1933. *Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen* [Hochschul-Exkursionskarte Nr. 3]: 67 S., 1 Kt.; Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- Stille, H. 1932. *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zu Blatt Göttingen Nr. 2520. [3. Aufl.]*: 40 S., 1 Kt., Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- Storck, U. 1954. Die Entstehung der Vertaubung und des Hartsalzes im Flöz Staßfurt im Zusammenhang mit regelmäßigen Begleiterscheinungen auf dem Kaliwerk Königshall-Hindenburg. *Kali und Steinsalz* **1** (6): 21-31; Essen.
- Szulc, J. 1993. Early Alpine tectonics and lithofacies succession in the Silesian part of the Muschelkalk basin. a synopsis. In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. *Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg* **2**: 19-28; Stuttgart.
- Vath, U. im Druck. Der Keuper im südlichen Niedersachsen bei Göttingen. In: Stratigraphie von Deutschland. Keuper (Kap. 5.4). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, Frankfurt/M.
- Wedepohl, K. H. 1968. Die tertiären basaltischen Gesteine im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen. *Der Aufschluß, Sonderheft* **17**: 112-120; Heidelberg.
- Wedepohl, K. H. 1978. Der tertiäre basaltische Vulkanismus der Hessischen Senke nördlich des Vogelsberges. *Der Aufschluß, Sonderband* **28**: 156-167; Heidelberg.
- Wedepohl, K. H. 1987. Kontinentaler Intraplatten-Vulkanismus am Beispiel der tertiären Basalte der Hessischen Senke. *Fortschritte der Mineralogie* **65**: 19-47; Stuttgart.
- Wildhagen, H. 1972. Holozäne Boden-Entwicklung, Sedimentbildung und Geomorphogenese im Flussauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. [unveröffentlichte] Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen. 158 S.; Göttingen.
- Wunderlich, H. G. 1955. Jüngste Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. *Geologische Rundschau* **43**: 78-93; Stuttgart.
- Wunderlich, H. G. 1957. Tektogenese des Leinetalgrabens. *Geologische Rundschau* **46**: 372-413; Stuttgart.
- Wunderlich, H. G. 1968. Der Hohe Hagen – ein Basaltschlot im südniedersächsischen Bruchschollengebirge. *Der Aufschluß, Sonderheft* **17**: 121-128; Heidelberg.
- Wüstemann, P. 1991. Die Schichtenfolge des Unteren Lias (Hettangium) der Ziegeleitongruben am Ascherberg bei Göttingen. [unveröffentlichte] Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen, Teil 2: S. 87–204, 5 Taf., Anl. 2-4; Göttingen.
- Wycisk, P. 1984. Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A: Geologie und Paläontologie)* **54**: 104 S., 9 Taf.; Berlin.
- Ziegler, P. A. 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. [2nd ed.]: 239 S., 52 encl.; The Hague (Shell).